





Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

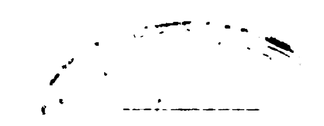
Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, W. Dames, Th. Liebisch
in Marburg. in Berlin. in Göttingen.

IX. Beilage-Band.

Mit XVI Tafeln und 27 Textfiguren.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch).
1894. 1895.

K. Hofbuchdruckerei Zu Guttenberg (Carl Grüninger) in Stuttgart.

Inhalt.

Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Südamerika.

Unter Mitwirkung von Fachgenossen herausgegeben
von **G. Steinmann.**

II.

Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile.

Von

W. Möricke in Freiburg i. B.

Mit Taf. I—VI.

Das in dieser Arbeit behandelte Material wurde zum grossen Theil von Herrn Prof. Steinmann auf seiner südamerikanischen Reise in Chile gesammelt und dem geologisch-palaeontologischen Institut der Universität Strassburg i. E. übergeben. Einen anderen Theil sammelte ich selbst auf meinen im Jahre 1889/90 in die chilenische Cordillere unternommenen geologischen Touren. Beide Sammlungen ergänzen sich gut, so dass sie vereint wohl das reichhaltigste bis jetzt in Europa bekannte Material chilenischer Juraversteinerungen darstellen dürften.

Ausserdem wurde mir von Herrn Dr. Plagemann noch eine Suite von Versteinerungen zur Bearbeitung übergeben, die derselbe zum grossen Theile selbst auf seinen Reisen in Chile gesammelt hat. Endlich erhielt ich noch einige Versteinerungen aus dem Senckenbergianum in Frankfurt a. M. zugeschickt, welche meines Wissens seiner Zeit von Herrn Bergingenieur Philipp in der Umgegend von Iquique gesammelt worden sind.

Über das geographische und geologische Vorkommen der hier beschriebenen Versteinerungen gebe ich am Anfang der

Arbeit eine kurze Übersicht. Hierauf folgt die eingehendere Beschreibung der einzelnen Arten. Am Schlusse endlich wird die Verbreitung der zum Jura gehörigen Schichten in den argentinisch-chilenischen Cordilleren überhaupt, soweit sie bis jetzt bekannt geworden sind, besprochen und Vergleiche zwischen den organischen Überresten der hier in Betracht kommenden Sedimente und den analogen Vorkommnissen in Europa angestellt werden.

Die Beschreibung der in dieser Arbeit enthaltenen *Trigonia*-Arten rührt von Herrn Prof. Steinmann her, der sich sehr eingehend gerade mit dieser Gattung beschäftigt hat.

Ich erfülle nur eine angenehme Pflicht, indem ich Herrn Prof. Dr. Steinmann, welcher mir hilfreich bei Abfassung der Arbeit zur Seite stand, sowie den Herren Prof. Dr. Benecke, Dr. Plagemann und dem Vorstand des Senckenbergianum, die mir freundlichst ihr Material zur Bearbeitung überliessen, meinen wärmsten Dank hierfür ausspreche.

Seit dem Erscheinen der Arbeit von Gottsche „Über jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Cordillere[1]", in welcher die ältere Literatur über den südamerikanischen Jura sehr vollständig zusammengestellt ist, sind meines Wissens über diesen Gegenstand nur noch von Steinmann[2], Philippi[3] und Behrendsen[4] Arbeiten veröffentlicht worden. Bei der Bearbeitung der chilenischen Versteinerungen aus Lias und Unteroolith wurden natürlich in erster Linie diese neueren Publicationen berücksichtigt. Erst in zweiter Linie kamen dann auch die Abhandlungen der älteren Autoren in Betracht, welche insofern mit einiger Vorsicht zu gebrauchen sind, als sie zum Theil nicht ganz genaue Fundortsangaben enthalten und die Versteinerungen verschiedener Schichten nicht immer scharf von einander getrennt gehalten werden. Da das in

[1] Palaeontographica. Supl. III. Lief. 2. Heft 2. 1878.

[2] Steinmann, Zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation in Caracoles. Dies. Jahrb. 1881. Beil.-Bd. I. 239—301. Taf. 9—14.

[3] Philippi, Sóbre dos fósiles nuevos de Chile del género *Cirrus*. An. de la Univers. de Chile. 1883.

[4] Behrendsen, Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Cordillere. Z. d. D. g. G. I. Th. 1891. II. Th. 1892.

dieser Arbeit beschriebene Material zum grösseren Theil von Herrn Prof. Steinmann und mir selbst an Ort und Stelle gesammelt wurde, so können die hier gemachten Angaben der Fundorte sowie der geologischen Horizonte, in welchen sich die einzelnen Versteinerungen vorfanden, denjenigen Grad von Genauigkeit beanspruchen, welcher bei derartigen Reisen überhaupt erreichbar ist. Die in Rede stehenden Fossilien stammen in ihrer Mehrheit aus der Provinz Atacama, und zwar speciell aus dem Departement Copiapó, welches in geologischer Hinsicht wohl das bestbekannte Gebiet der chilenischen Republik ist. Ein anderer Theil rührt aus den weiter im Norden des Landes gelegenen Silberdistricten von Caracoles in der Provinz Antofagasta und von Huantajaya in der Provinz Tarapacá her. Von anderen Orten der chilenischen Cordilleren liegen nur noch vereinzelte organische Überreste vor, so besonders aus dem in der gleichnamigen Provinz gelegenen Aconcagua-Thale.

Über die jurassischen Sedimente im Departement Copiapó hat, abgesehen von älteren Forschern, bereits Steinmann[1] einige kurze Notizen veröffentlicht. Die Juraschichten wurden fossilreich in der Cordillere von Copiapó sowohl nordöstlich von der gleichnamigen Provinzialhauptstadt als auch im Südosten derselben angetroffen. Die ersteren Vorkommnisse befinden sich in dem unter dem Namen der Sierra de la Ternera bekannten Theile der Copiapiner Cordillere. Wenn man das Profil der sogenannten Quebrada de Paipote aufwärts (nach Nordosten hin) verfolgt, so stösst man, nachdem zuvor eine grosse Masse von Eruptivgesteinen passirt ist, zunächst auf graue Kalke und röthliche, quarzarme Sandsteine, welche sich einerseits dadurch, dass sie concordant auf lichten Sandsteinen und dunkelen Schieferthonen mit Kohleneinlagerungen und Pflanzenresten von rhätischem Gepräge lagern, andererseits durch die in ihnen vorkommenden Versteinerungen als unterer Lias (Gryphitenkalk) erweisen. Folgende Versteinerungen wurden aus den Kalken gesammelt:

Arietites cf. *rotiformis* Sow.
Lithotrochus Humboldti v. Buch
Gryphaea Darwini Forb. (Nahe verwandt mit *Gryphaea obliqua* Goldf.)
Vola alata v. Buch

[1] Steinmann, Reisenotizen aus Chile. Dies. Jahrb. 1884. I. 198.

Cardinia cf. *Deshayesi* Tqm.
Ctenostreon sp.
Spiriferina rostrata Schloth.
Terebratula perforata Piette
Rhynchonella plicatissima et *belemnitica* Quenst.

Die rothen Sandsteine enthalten nur zahlreiche Individuen einer kleinen *Lingula*, welche der *Lingula Metensis* Tqm. aus dem unteren Lias von Europa sehr nahe steht. — Auf diese Schichten folgen vielfach, durch mehr oder weniger gleichalterige Eruptivgesteine getrennt, wieder Kalksteine, welche ihrer Fossilführung nach der oberen Region des mittleren Lias und dem oberen Lias angehören.

Es fanden sich darin:

Belemnites cf. *paxillosus* Schloth.
Hildoceras Lilli Hau.
Vola alata v. Buch
Lucina atacamensis n. sp.
Terebratula Domeykana Bayle et Coq.

Den Schluss bilden Kalke, welche nur zahlreiche Ammoniten enthalten, die sämmtlich zu einer und derselben Art, zu *Hildoceras copiapense* n. sp., einem nahen Verwandten des *Hildoceras Bayani* Dum. aus dem oberen Lias von Europa, gehören. Getrennt durch gewaltige Decken von Eruptivgesteinen trifft man erst weiter im Nordosten, im Thal von Maricunga (ca. 3000 m ü. d. M.), wieder Jurakalke an, welche zum oberen Lias, zum Theil wohl auch schon zum unteren Dogger zu rechnen sind. Diese Ablagerungen haben bei Peñon in der Quebrada de Maricunga folgende Arten ergeben:

Harpoceras subplanatum Opp.
Pholadomya andina n. sp.
Ceromya Steinmanni n. sp.
Lucina cf. *Goliath* Gottsche
Modiola cf. *gigantea* Quenst.
Gryphaea cf. *santiaguensis* Huppé
„ *calceola* Quenst.
Terebratula copiapensis n. sp. (verwandt mit *T. perovalis* Sow.).
Terebratula Hohmanni n. sp.

bei Junta de Maricunga:

Hammatoceras cf. *planinsigne* Vac.

Die mehr im südlichen Theile der Cordillere von Copiapó gelegenen fossilführenden Juralocalitäten, von welchen ein sehr beträchtlicher Theil des übrigen Materials stammt, finden sich in der Umgebung von Las Amolanas (ca. 1200 m ü. d. M.), im oberen Thale des Rio de Copiapó sowie in dessen Seitenthälern, in der Quebrada de la Iglesia bei Manflas, sowie bei Jorquera und La Guardia in der Quebrada de Jorquera (ca. 2900 m ü. d. M.).

Wie in der Sierra de la Ternera ist der untere Lias bei Las Amolanas auch wieder in der Form von Kalken und rothen Sandsteinen ausgebildet. Letztere enthalten wie dort nur zahlreiche Exemplare von *Lingula* cf. *Metensis* Tqm. Die Kalke ergaben folgende Versteinerungen:

- *Nautilus* cf. *chilensis* Hup.
- *Pleurotomaria* sp.
- *Lithotrochus Humboldti* v. Buch
- *Gryphaea Darwini* Forb.
- *Anomia striatula* Opp.
- *Lima* cf. *dupla* Quenst.
- *Vola alata* v. Buch
- *Trigonia gryphitica* n. sp.
- „ *infraclavellata* n. sp.
- *Rhynchonella plicatissima* et *belemnitica* Quenst.
- *Spiriferina rostrata* Schloth.

Am unteren Ende des Thales von Jorquera tritt der untere Lias in Form von hellen Sandsteinen auf mit *Pseudomonotis* cf. *papyria* Quenst. und *Pecten* cf. *sepultus* Quenst.

Dem mittleren Lias gehören in der Umgebung von Las Amolanas, Jorquera und La Iglesia kalkige Ablagerungen an mit:

- *Aegoceras Jamesoni* Sow.
- *Deroceras armatum* Sow.
- „ *submuticum* Opp.
- *Nautilus* aff. *Araris* Dum.
- *Amberleya americana* n. sp.
- *Actaeonina transatlantica* Behr.
- *Vola alata* v. Buch
- *Pecten* cf. *Hehli* d'Orb.
- *Pecten textorius* Schloth.
- „ *paradoxus* Münst.
- *Myoconcha* sp.
- *Trigonia* cf. *substriata* Gieb.
- *Pleuromya* cf. *liasina* Schloth.
- „ cf. *meridionalis* Dum.
- *Rhynchonella triplicata* Quenst.
- *Terebratula punctata* Sow.
- *Terebratula subovoides* Röm.

Der obere Lias, und wohl auch der unterste Dogger, ist an diesen Localitäten durch häufig etwas röthlich gefärbte Kalke vertreten, welche folgende Fossilien lieferten:

- *Deroceras* aff. *Davoëi* Sow.
- *Hildoceras Lilli* Hau.
- „ cf. *Levisoni* Simps.
- „ *comense* v. Buch
- „ *copiapense* n. sp.
- *Ludwigia opalina* Rein.
- *Coeloceras Desplacei* d'Orb.
- *Trochus andinus* n. sp.
- *Natica Philippii* n. sp.
- *Hinnites* cf. *Davoëi* Dum.
- *Gryphaea* cf. *santiaguensis* Hup.
- „ cf. *sublobata* Desh.
- *Trigonia* aff. *bella* Lyc.
- *Pholadomya fidicula* Sow.
- „ cf. *Voltzi* Ag.
- *Pleuromya* cf. *meridionalis* Dum.
- *Arca* sp.
- *Myoconcha* sp.
- *Isocardia* sp.
- *Ceromya* sp.
- *Rhynchonella tetraëdra* Sow.
- *Terebratula perovalis* Sow.
- *Spiriferina* cf. *Münsteri* Dav.
- *Latimaeandra* sp.
- *Isastraea* sp.

Bei Manflas, und zwar in der Quebrada de la Iglesia, folgen auf diese Schichten röthliche sandige Kalke, welche

der Zone des *A. Sowerbyi* und *Sauzei* entsprechen. Dieselben enthielten ausser *Sphaeroceras Sauzei* D'ORB. selbst noch:

Sphaeroceras cf. *Brocchi* SOW.
" *Giebeli* GOTTSCHE
" *polyschides* WAAG.
Sphaeroceras polymerum WAAG.
" *submicrostoma* GOTT.
(verwandt mit *Sph. evolvescens* WAAG.)
Hammatoceras (Sonninia) polyacanthum WAAG.
H. (Sonninia) andium GOTTSCHE

Nach oben fand sich:

Harpoceras cf. *Stelzneri* GOTTSCHE und
Rhynchonella manflasensis n. sp.
letztere Art in zahlreichen Exemplaren.

Überlagert werden die Kalke mit *A. Sauzei* von einem mehrere Meter mächtigen, rothbraunen Eisenoolith, reich an Versteinerungen, worunter *Coeloceras Humphriesianum* D'ORB. (non Sow.), wodurch die Zugehörigkeit des Eisenooliths zu den *Humphriesianus*-Schichten festgestellt wird. Hiernach ist die Notiz von STEINMANN [1] zu berichtigen, in welcher diese Schichten für untersten Dogger angesprochen wurden. Dieser Irrthum ist sehr begreiflich, da der Eisenoolith mehrere Arten enthält, welche in Europa nur in den untersten Horizonten des Dogger vorkommen, und STEINMANN selbst nur ein einziges, dazu noch recht dürftig erhaltenes Stück von *A. Humphriesianus* gefunden hatte. Inzwischen habe ich jedoch selbst mehrere zum Theil recht gut erhaltene Exemplare dieser Art gesammelt.

Der Eisenoolith ergab folgende Arten:

Coeloceras Humphriesianum ORB. (non Sow.)
Coeloceras Blagdeni SOW.
Sphaeroceras Zirkeli STEINM.
Hammatoceras Alleoni DUM.
" *gonionotum* BEN.
" cf. *modestum* VAC.
" cf. *leptoplocum* VAC.
Phylloceras cf. *homophylum* BEHR.
Nautilus Steinmanni n. sp.
Belemnites cf. *tetramerus* DESL.
Hamusina cf. *Damesi* GEM.
Neritopsis spinosa HÉB. et DESL.
Cerithium armatum GOLDF.
Actaeon manflasensis n. sp.
Gryphaea sublobata DESH.
Ctenostreon pectiniforme SCHLOTH.
Pecten cf. *disciformis* SCHÜBL.
Trigonia Stelzneri GOTTSCHE
" *exotica* n. sp.
Astarte mirabilis n. sp.
" *gracilis* n. sp. (Sehr nahe verwandt mit *A. elegans* Sow.)
Lucina plana ZIET.

---

[1] STEINMANN, Reisenotizen aus Chile l. c.

Gresslya gregaria Goldf.	*Isastraea chilensis* n. sp.
Cercomya undulata Sow.	„ *manflasensis* n. sp.
Terebratula perovalis Sow.	*Thamnastraea* sp.

Die *Humphriesianus*-Schichten wurden früher schon in Chile nachgewiesen, und zwar bei Caracoles durch Steinmann, welcher folgende Versteinerungen angiebt:

Coeloceras Humphriesianum Orb. (non Sow.)	*Rhynchonella caracolensis* Gottsche
Sphaeroceras Zirkeli Steinm.	*Terebratula perovalis* Sow.
Ctenostreon pectiniforme Schloth.	*Stomechinus andinus* Philippi
Astarte Puelmae Steinm.	cf. *Stephanocoenia Bernardiana* d'Orb.
Lucina cf. *squamosa* Tqm. et Jourdy	*Latimaeandra* cf. *caracolensis* Steinm.
„ *laevis* Gottsche	*Isastraea* cf. *Richardsoni* E. et H.
„ *plana* Ziet.	*Montlivaultia boliviensis* Steinm.
Rhynchonella cf. *aenigma* d'Orb.	„ cf. *decipiens* Goldf.
	„ *trochoides* E. et H.

Diesen Arten habe ich jetzt noch folgende weitere aus denselben Schichten hinzuzufügen, die Herr Prof. Steinmann, abgesehen von einer *Lingula*, selbst in Caracoles an Ort und Stelle gesammelt hat:

Coeloceras Blagdeni Sow.	*Gryphaea* cf. *santiaguensis* Hup.
Astarte Beneckei n. sp.	*Lingula Plagemanni* n. sp.
Trigonia Gottschei n. sp.	*Gervillia* sp.

Isastraea sp.

Eines zu *Coeloceras Humphriesianum* gehörigen Ammoniten, der in einem Porphyrittuff eingebettet liegt und aus dem Silberdistrict von Huantajaya stammt, wurde auch schon von Stelzner [1] in seiner Arbeit über die Geologie der argentinischen Republik Erwähnung gethan.

Von dieser interessanten bis jetzt noch recht wenig bekannt gewesenen Juralocalität liegt mir jetzt eine grössere Anzahl von Versteinerungen vor. Die Grubendistricte von Huantajaya, Santa Rosa und deren Umgebung, von welchen diese Fossilien stammen, befinden sich 12—16 km östlich von der durch ihren Salpeterhandel weithin bekannten Hafenstadt Iquique in der Salpeterprovinz Tarapacá.

---

[1] A. Stelzner, Beiträge z. Geol. u. Palaeont. d. argent. Republik. I. Geolog. Th. 1885. p. 98 u. 106.

Ein grünlichbrauner Porphyrittuff, welcher in dieser Gegend eine beträchtliche Ausdehnung besitzt, enthielt die folgenden Versteinerungen eingeschlossen:

Coeloceras Humphriesianum ORB. (non Sow.)
" *Blagdeni* Sow.
Sphaeroceras Zirkeli STEINM.
Trigonia Steleneri GOTTSCHE
" *Gottschei* n. sp.
Pinna cf. *cuneata* PHILIPPS
Astarte Puelmae STEINM.
Astarte gracilis n. sp.
Modiola cf. *imbricata* Sow.
Arcomya Senckenbergi n. sp.
Pholadomya Plagemanni n. sp.
Gresslya cf. *gregaria* ZIET.
Terebratula perovalis Sow.
Rhynchonella caracolensis GOTTSCHE
Isastraea chilensis n. sp.

Aus dieser Liste von Versteinerungen geht also hervor, dass dieser Porphyrittuff den *Humphriesianus*-Schichten entspricht und verschiedene Fossilien mit den analogen Schichten von Manflas und Caracoles theilt.

Auf diesen Tuffmassen liegen bei Huantajaya schwärzliche Kalke, die nach DARWIN *Lucina americana* FORB., *Terebratula inca* FORB. und *Rhynchonella aenigma* D'ORB. enthalten.

Der Rest der in dieser Arbeit beschriebenen Versteinerungen rührt aus dem centralen Chile her, und zwar aus dem Thale des Rio de Aconcagua von den Localitäten Purutún-Melon. Diese Juravorkommnisse beanspruchen ein besonderes Interesse, nicht sowohl wegen der guten Erhaltung ihrer Versteinerungen, denn dieselbe ist eine recht dürftige, als vielmehr wegen ihrer geographischen Lage. Die tuffartigen Ablagerungen liegen nämlich nicht, wie die meisten Jurasedimente in Chile, im Bereich der Hauptcordillere, sondern im Gebiet der hauptsächlich aus älteren krystallinen Gesteinen zusammengesetzten Küstencordillere unweit der Gestade des Stillen Ocean. Wie die Versteinerungen beweisen, gehören diese vereinzelten Jurschollen zu den *Humphriesianus*-Schichten. Es sind in denselben bis jetzt nachgewiesen worden:

Coeloceras Humphriesianum ORB. (non Sow.)
Sphaeroceras Zirkeli STEINM.
Canaliculater Belemnit.
Trigonia exotica n. sp.
Plagiostoma tenuistriatum GOLDF.
Lingula Plagemanni n. sp.
Rhynchonella manflasensis n. sp.

A. Cephalopoda.

Belemnites Agricola.

Belemnites cf. *paxillosus* Schloth.

Belemnites niger Burmeister u. Giebel, Die Versteinerungen von Juntas. p. 31.

Giebel glaubte schon das Vorkommen dieser Art im Lias von Juntas constatiren zu können. Einige Belemniten-Bruchstücke, welche aus der Sierra de la Ternera vorliegen, scheinen sowohl ihrem ganzen Habitus als auch dem geologischen Horizont nach, in welchem sie auftreten, *Belemnites paxillosus* Schloth. gut zu entsprechen, jedoch ist eine sichere Bestimmung bei dem schlechten Erhaltungszustand der Stücke nicht wohl möglich.

Vorkommen: Mittlerer oder oberer Lias der Sierra de la Ternera (Möricke), Juntas in der Cordillere von Copiapó (Burmeister).

Belemnites cf. *tetramerus* Desl.

In die Gruppe der Canaliculati d'Orb. gehört eine gleichfalls nur in Fragmenten vorliegende Belemniten-Art aus den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas. Die schlanken Formen nehmen nur ganz allmählich nach der Spitze hin an Dicke ab. Die Ventralfurche ist, obgleich wahrnehmbar, nicht scharf ausgeprägt. Die Art ist hauptsächlich dadurch charakterisirt, dass der Querschnitt entschieden höher als breit ist; dies ist bei den chilenischen Stücken in fast noch ausgesprochenerem Maasse der Fall, als bei dem sonst nahe verwandten *Belemnites tetramerus*, der sich in Frankreich in den oberen Horizonten der Zone des *A. Murchisonae* findet. Ich begnüge mich, auf die Ähnlichkeit der chilenischen Exemplare mit der französischen Art hinzuweisen, da mir das vorhandene Material zu ungenügend erscheint um hierauf eine neue Art zu gründen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Möricke).

Phylloceras Suess.

Phylloceras cf. *homophylum* Behr. — Taf. V Fig. 2a, b.

Phylloceras homophylum Behrendsen, Zur Geologie der argentinischen Cordillere. II. Z. d. D. g. G. 1892. p. 6—7. Taf. 1 Fig. 1a u. b.

Ein leider etwas zerdrückter Ammonit, welcher der Formenreihe des *Phylloceras ultramontanum* Zitt. angehört, stimmt in der geringen Weite des Nabels sowie im Querschnitt der Mundöffnung gut mit dem von Behrendsen aus dem Unteroolith von Picun Leuvú beschriebenen und abgebildeten *Ph. homophylum* überein. Eine weitere Übereinstimmung besteht in der Lobenzeichnung, welche bei beiden Formen überaus grosse Ähnlichkeit mit derjenigen des *Ph. Zignodianum* d'Orb. aus dem Unteroolith von Frankreich besitzt. Der erste Lateralsattel ist wie bei letzterem ausgesprochen diphyllisch. In der Sculptur der Schale weicht unser Stück etwas von *Ph. homophylum* ab. Dieselbe besteht aus einer grösseren Anzahl sichelförmig nach vorn geschwungener Falten, welche über den gerundeten Rücken hinwegsetzen. Ausserdem nimmt man nach vorn gebogene Furchen oder Einschnürungen wahr, welche jedoch alle, abgesehen von einer, die sich auf der hinteren Partie der Schale befindet und in der Nähe des Externtheils ziemlich vertieft ist, im Gegensatz zu den scharf markirten Furchen von *Ph. homophylum* recht undeutlich sind. Von *Ph. Zignodianum* d'Orb., mit welchem die Lobenzeichnung nahezu übereinstimmt, unterscheidet sich die chilenische Art hauptsächlich durch ihre etwas geblähtere Form. Von anderen nahestehenden Arten käme etwa noch *Ph.* cf. *Zignodianum* Vac. aus dem Unteroolith von S. Vigilio in Betracht.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Arietites Waagen.

Arietites cf. *rotiformis* Sow.

Einige kleine Ammoniten-Bruchstücke aus dem Gryphiten-Kalk besitzen echtes Arieten-Gepräge. Die niederigen Umgänge weisen auf dem Externtheil einen kräftigen, hervorragenden Mediankiel auf, welcher von zwei sehr deutlichen

Furchen eingefasst wird. Die einfachen, ziemlich weit auseinander stehenden Rippen sind Anfangs gerade, biegen sich dann in der Nähe des Externtheils schwach nach vorn, wobei sie etwas anschwellen. Die in Rede stehenden Ammoniten-Fragmente dürften jungen Exemplaren von *Arietites rotiformis* Sow. oder wenigstens einer demselben sehr nahe verwandten Form angehören.

Vorkommen: Unterer Lias der Sierra de la Ternera (Steinmann).

Aegoceras Neumayr.

Aegoceras Jamesoni Sow.

Vorliegendes Exemplar gehört der Varietät mit breiterem Rücken an, welche von Quenstedt als *Aegoceras Jamesoni latus* bezeichnet wird. Die ziemlich kräftigen, durch schmale Zwischenräume von einander getrennten Rippen sind in der Nähe des Externtheils leicht nach vorn geschwungen und etwas verdickt. Das einzige zur Untersuchung zu Gebote stehende Exemplar ist schlecht erhalten, so dass sich nicht viel mehr darüber sagen lässt.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Quebrada de las Amolanas (Steinmann).

Deroceras Hyatt.

Deroceras armatum Sow.

Mehrere Fragmente eines Ammoniten stimmen in allen Merkmalen gut mit der europäischen Art überein. Besonders sind auch die dornenförmigen Verzierungen auf den nur schwach entwickelten Rippen zum Theil noch gut erhalten.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Quebrada de las Amolanas (Steinmann).

Deroceras aff. *Davoëi* Sow. — Taf. II Fig. 6.

Zwei ziemlich grosse Ammoniten gehören in die Gruppe des *A. Davoëi* Sow. Auf den gerundeten, etwas weniger hohen als dicken Umgängen treten besonders bei dem grösseren der beiden vorliegenden Exemplare etwas oberhalb der Mitte deutliche Knoten auf, welche durch grössere Zwischenräume ziemlich gleichmässig von einander getrennt sind. Von diesen Knoten laufen nach dem Nabelrand hin je zwei Rippen,

während über den gerundeten Externtheil meist je drei Spaltrippen hinwegziehen. In die zwischen den einzelnen Knoten gelegenen Räume schieben sich noch einfache Rippen ein. Die Rippen sind dünn, stehen ziemlich gedrängt und sind sämmtlich rückwärts geschwungen. Trotz aller sonstiger Ähnlichkeit mit *Deroceras Davoëi* Sow. unterscheiden sich die südamerikanischen Exemplare doch dadurch etwas von demselben, dass die Rippen im Allgemeinen etwas feiner sind und die Knoten etwas gleichmässiger auftreten. Letztere sind auch noch auf der Wohnkammer wahrzunehmen, woselbst sie bei dem normalen europäischen *D. Davoëi* meist zu verschwinden pflegen. Ein weiterer Unterschied besteht im geologischen Vorkommen, insofern sich die chilenischen Stücke zusammen mit echt oberliasischen Arten vorfanden, während in Europa die nach dem Auftreten dieses Ammoniten benannte *Davoëi*-Zone bekanntermaassen dem mittleren Lias angehört. Allerdings soll *A. Davoëi* nach Quenstedt und Meneghini auch in Europa noch bis in die Posidonienschiefer hinaufreichen.

Vorkommen: Oberer Lias von La Guardia in der Cordillere von Copiapó (Steinmann), Quebrada de Calquis bei Las Amolanas (Möricke).

Deroceras submuticum Opp.

Ein Bruchstück von einem Ammoniten aus dem mittleren Lias von Chile gehört zu dieser in Europa in den gleichen Schichten weit verbreiteten Art.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Quebrada de las Amolanas (Steinmann).

Hildoceras Hyatt.

Hildoceras comense v. Buch. — Taf. III Fig. 2.

Ammonites comensis Burmeister u. Giebel l. c. p. 30.
Harpoceras comense Gottsche l. c. p. 13.

Das Vorkommen dieser früher nur aus der mediterranen Provinz von Europa bekannten Ammoniten-Art wurde zuerst von Giebel im oberen Lias vom Cerro blanco constatirt und später von Gottsche bestätigt. Die halbe Scheibe, welche hievon aus der Umgebung von Las Amolanas vorliegt, stimmt

sehr gut mit der von v. HAUER in seiner Monographie der Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen Taf. 11 Fig. 1 u. 2 gegebenen Abbildung überein, welche nach HAUG den Typus dieser Art am vollkommensten wiedergiebt.

Vorkommen: Oberer Lias der Quebrada de Calquis bei Las Amolanas (STEINMANN), Cerro blanco (BURMEISTER).

Hildoceras copiapense n. sp. — Taf. I Fig. 5a, b, 6a, b.

Von dieser im oberen Lias von Chile recht häufigen Art, welche zur Gruppe des *H. comense* v. BUCH gehört, liegen zwei Dutzend zum Theil recht gut erhaltener Exemplare vor. Der Durchmesser der flachscheibenförmigen Schale beträgt bei dem grössten Exemplar 67 mm, bei dem kleinsten 13 mm. Die Seiten der Umgänge sind mit ziemlich gedrängt stehenden Sichelrippen versehen, welche meist paarweise aus in die Länge gezogenen Wülsten in der Nabelgegend entspringen. Nur in seltenen Fällen laufen auch drei Rippen von den Wülsten aus. Den mässig weiten Nabel umgiebt eine nicht sehr steile Nahtfläche, welche in die flachen Seiten der Schale übergeht. Auf dem schmalen Externtheil verläuft ein gut markirter Mediankiel, welcher von zwei ganz seichten Furchen begleitet wird. Die Lobenlinie ist unbekannt.

Von europäischen Arten hat der von MENEGHINI in seiner Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique etc. Taf. 7 Fig. 1 als *H. comense* v. BUCH abgebildete Ammonit, welcher nach HAUG zu *H. Bayani* DUM. gehört, mit unserer Form am meisten Ähnlichkeit. Letztere unterscheidet sich von demselben dadurch, dass sie etwas weitnabeliger ist und eine etwas grössere Zahl von Rippen besitzt.

Im ganzen Habitus hat unsere Art, wie dies übrigens MENEGHINI auch bei Beschreibung seines Exemplars hervorhebt, unverkennbare Ähnlichkeit mit *H. variabile* D'ORB., von welchem sie sich eigentlich nur durch die den Mediankiel einfassenden Furchen, sowie durch die länglichen Wülste, welche die Stelle der rundlichen Knoten bei *H. variabile* in der Nabelgegend einnehmen, unterscheidet.

Vorkommen: Oberer Lias der Sierra de la Ternera (MÖRICKE), La Guardia und Quebrada de la Iglesia bei Manflas (STEINMANN).

Hildoceras Levisoni Simps. — Taf. I Fig. 1a, b.

Von dieser Art liegt nur ein Bruchstück eines Umganges vor, welcher beinahe ebenso dick als hoch ist. Die sehr kräftigen, entfernt stehenden Rippen sind anfangs gerade, biegen sich aber in der Nähe des Externtheils sichelförmig nach vorn. Der Kiel auf der Rückenseite ist scharf ausgeprägt und wird von deutlichen Furchen eingefasst. In ihrem ganzen Habitus erinnert diese Form noch sehr an Arieten.

In Europa findet sie sich im oberen Lias der Alpen, ferner im südlichen Frankreich und in England.

Vorkommen: Oberer Lias von La Guardia in der Cordillere von Copiapó (Steinmann).

Hildoceras Lilli Hau. — Taf. I Fig. 2a, b, 3 u. 4.

Arietites cf. *Lilli* Gottsche l. c. p. 13.

Schon Gottsche fiel bei Besichtigung des von Burmeister aus dem Lias des Cerro blanco gesammelten Ammonitenmaterials eine Form auf, welche er mit *H. Lilli* Hau. aus dem alpinen Lias verglich. Einige theils grössere, theils etwas kleinere Ammonitenumgänge, welche aus dem Lias der Sierra de la Ternera vorliegen, besitzen gleichfalls grosse Ähnlichkeit mit der von v. Hauer abgebildeten Art. Die grösseren Umgänge sind auf den Seiten mit ziemlich weit auseinanderstehenden kräftigen Rippen versehen, welche anfangs gerade sind und erst gegen den Externtheil hin sich sichelförmig umbiegen. Auf letzterem befindet sich ein nur wenig hervortretender gerundeter Kiel, welcher nicht von Furchen begleitet wird. Die etwas kleineren Umgänge, welche sich zusammen mit den grösseren vorfanden und offenbar die inneren Umgänge des Ammonitengehäuses darstellen, besitzen, wie dies auch bei den inneren Umgängen der europäischen Art der Fall ist, undeutliche Nabelknoten, von welchen je zwei Rippen entspringen. Zwischen diese paarigen Rippen schieben sich mitunter noch einfache ein. Von der v. Hauer'schen Abbildung des *H. Lilli* unterscheiden sich unsere Exemplare dadurch etwas, dass die Umgänge durchwegs bei etwas grösserer Höhe eine geringere Dicke haben. In dieser Hinsicht stimmen sie viel besser mit dem von Dumortier aus dem oberen Lias des Rhônebeckens abgebildeten Exemplar von *H. Lilli* überein.

Vorkommen: Oberer Lias der Sierra de la Ternera (Möricke), Cerro blanco (Burmeister).

Bemerkung: Ausser den soeben beschriebenen Exemplaren liegen noch einige weitere aus dem oberen Lias vor, bei welchen es mir sehr zweifelhaft erscheint, ob sie wirklich zu *H. Lilli* zu rechnen sind, wiewohl sie in der Art der Berippung recht gut mit dieser Art übereinstimmen. Die Schalen sind jedoch von so flach scheibenförmiger und hochmündiger Form, dass sie hierin nicht unerheblich von *H. Lilli* abweichen und vielmehr an Angehörige der Gruppe des *H. radians* erinnern. Diese als *H.* aff. *Lilli* bezeichneten Formen scheinen Übergänge zwischen den beiden Typen darzustellen.

Vorkommen: Oberer Lias der Sierra de la Ternera (Möricke), Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Harpoceras proximum Gottsche — Taf. VI Fig. 10.

Harpoceras proximum Gottsche l. c. p. 11 Taf. I Fig. 7.

Aus dem unteren Dogger im Thale des Rio de Copiapó liegt ein gut erhaltener Ammonit vor, welcher ebenso hochmündig und engnabelig ist als *H. proximum* Gottsche aus den *Sauzei*-Schichten vom Espinazito. Auch der Querschnitt scheint gut mit demjenigen von dieser Art übereinzustimmen. Die Nahtfläche fällt steil nach dem Innenrand zu ab. Der Kiel scheint, soweit sich dies bei unserem Stücke noch wahrnehmen lässt, hohl gewesen zu sein. Die Berippung besteht bei unserer Form, wie dies Gottsche auch für *H. proximum* angiebt, z. Th. aus einfachen, z. Th. aber auch aus gespaltenen Rippen, welche besonders gegen den Rücken zu recht stark werden. Bei dem von Gottsche abgebildeten Exemplar sind die Rippen weit weniger kräftig, was möglicherweise daher kommt, dass dasselbe ein jüngeres Individuum darstellt, welches dazu noch nicht sehr gut erhalten ist. Die Lobenlinie widerspricht bei unserem Stück, soweit sie überhaupt zu verfolgen ist, nicht derjenigen des *H. proximum* Gottsche. — Im ganzen Habitus zeigt diese Art schon manche Ähnlichkeit mit gewissen Formen von *Oppelia* aus dem Unteroolith, welche z. Th. gleichfalls Hohlkiele besitzen. Man kann die chilenische Art vielleicht als ein Verbindungsglied zwischen *Harpoceras* und *Oppelia* auffassen.

Vorkommen: *Sauzei*-Schichten vom Cerro de Calches im Thale von Copiapó (Plagemann), Espinazito (Stelzner).

Harpoceras cf. *Stelzneri* Gottsche.

Harpoceras Stelzneri Gottsche l. c. p. 12 Taf. 1 Fig. 6 u. 10.

Ein leider recht kümmerliches Bruchstück eines kleinen Ammoniten-Umgangs erinnert am meisten an *H. Stelzneri* und zwar speciell an das l. c. Fig. 10 abgebildete Exemplar. Die kräftigen Rippen gabeln sich etwa gerade in der Mitte des Umganges und schwingen sich in der Nähe des Mediankiels sichelförmig nach vorn.

Vorkommen: Oberer Horizont der *Sauzei*-Kalke in der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann), Espinazito (Stelzner).

Hammatoceras Hyatt.

Hammatoceras Alleoni Dum. — Taf. IV Fig. 11.

Hammatoceras Alleoni Haug, Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. 1885. p. 68.

Der hier vorliegenden, aus dem Unteroolith von Manflas stammenden Stücke that bereits Haug in seiner Arbeit über die Gattung *Harpoceras* bei Besprechung des *H. Alleoni* Dum. Erwähnung, mit welchen er dieselben identificirte. Die mässig weitnabelige Ammonitenform hat ziemlich hohe und relativ dicke Windungen mit breitem Querschnitt. Die Sculptur besteht aus zahlreichen, um den Nabel gruppirten Wülsten, von welchen je zwei bis drei sehr kräftige Rippen ausgehen, die anfangs gerade sind, jedoch gegen den Externtheil hin schwach nach vorn biegen, woselbst sie auch breiter werden. Der Rückenkiel ist deutlich, aber nur wenig hervorragend. Die chilenischen Stücke haben durchwegs eine weit gröbere Berippung als das von Dumortier abgebildete Exemplar. In dieser Hinsicht haben sie mehr Ähnlichkeit mit der von Wright in seiner Monographie der Lias-Ammoniten Taf. LXXV Fig. 1 bis 3 als *H. insigne* gegebenen Abbildung, welche nach Haug *H. Alleoni* entspricht. Die vorliegenden Exemplare, von welchen eines eine nicht unbeträchtliche Grösse besitzt — das abgebildete Exemplar gehört zu den kleineren — erinnern entschieden schon etwas an den Coronaten-Typus.

Während *H. Alleoni* bekanntlich in Frankreich und England der *Opalinus*-Zone angehört, woselbst es jedoch nur als grosse Seltenheit vorkommt, findet es sich in Chile in den *Humphriesianus*-Schichten und zwar, wie es scheint, nicht gerade sehr selten.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Hammatoceras gonionotum Ben. — Taf. I Fig. 7a, b.

Von der für den unteren Dogger der mediterranen Provinz so charakteristischen Art finden sich auch Angehörige in Chile.

Die Windungen der ziemlich kleinen Ammonitenform haben einen rundlichen Querschnitt. Von dem besonders bei jüngeren Individuen verhältnissmässig tiefen Nabel laufen einfache Rippen aus, welche sich ungefähr in der Mitte der Umgänge in meist je zwei, nur wenig nach vorn gebogene Rippen spalten, die bis gegen die Mitte des gerundeten Rückens hin fortsetzen, woselbst sie verschwinden. Eine Andeutung eines Kiels, welche man bei der europäischen Art noch wahrzunehmen glaubt, fehlt bei unseren Stücken.

Während *Hammatoceras gonionotum* sich in Europa in den untersten Regionen des Doggers findet, gehört es in Chile höheren Horizonten, nämlich den *Humphriesianus*-Schichten, an.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Hammatoceras cf. *leptoplocum* Vac.

Ein schlecht erhaltener, stark zerdrückter Ammonit mit zahlreichen, gedrängt stehenden, schwach vorwärts gebogenen Rippen erinnert am meisten an die von Vacek beschriebene Form aus der *Opalinus*-Zone von S. Vigilio. Der schlechte Erhaltungszustand des einzigen vorhandenen Stückes lässt jedoch keine sichere Bestimmung zu.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Hammatoceras cf. *planinsigne* Vac.

Mehrere ziemlich dürftig erhaltene Ammonitenumgänge, deren Querschnitte länglich oval sind, mit der grössten Dicke

etwas unterhalb der Mitte, gehören zu der Gruppe des *Hammatoceras insigne* Schübl. Die sehr kräftigen Hauptrippen schwellen ein wenig unterhalb der Mitte des Umganges knotenartig an und spalten sich dann in je zwei, immer noch verhältnissmässig kräftige, nach vorn geschwungene Secundärrippen, die bis zu dem medianen Kiel hinziehen. Dadurch, dass sich bei unseren Stücken die Knoten auf den Windungen nicht mehr in der Nähe des Nabels befinden, sondern nahezu in die Mitte der Umgänge heraufgerückt sind, nähern sie sich im Aussehen mehr dem *H. planinsigne* Vac. aus dem Unteroolith von S. Vigilio als dem eigentlichen *H. insigne* Schübl.

Vorkommen: Oberer Lias resp. unterster Dogger von Junta de Maricunga (Steinmann).

Hammatoceras (Sonninia) andium Gottsche. — Taf. V Fig. 6 a, b.

Harpoceras andium Gottsche l. c. p. 11. Taf. 1 Fig. 8 und Taf. 2 Fig. 1.

Gottsche machte seiner Zeit verschiedene neue *Harpoceras*-Arten aus dem Unteroolith vom Espinazito bekannt. Verschiedene Stücke aus den *Sauzei*-Schichten von Manflas scheinen speciell mit dem von Gottsche abgebildeten *Hammatoceras andium* übereinzustimmen. Die vorliegenden Exemplare erreichen zum Theil eine weit bedeutendere Grösse als die vom Espinazito herrührenden, welche wohl jüngeren Individuen derselben Art angehören und, wie Gottsche bemerkt, noch sehr an *H. Eseri* Opp. erinnern. Mit zunehmendem Alter verliert sich mehr und mehr die Ähnlichkeit mit der Oppel'schen Art, indem die Rippen nicht mehr wie früher sichelförmig nach vorn geschwungen sind, sondern mehr gerade werden und allmählich gegen den Externtheil hin verschwinden. In diesem älteren Stadium, in welchem das Gehäuse übrigens noch ziemlich involut bleibt, erinnert dasselbe nicht wenig an gewisse, jüngst von Buckman aus dem Unteroolith von England abgebildete Formen der Ammonitengattung *Sonninia*, sowie an die analogen Formen, welche durch Waagen aus den *Sowerbyi*-Schichten von Württemberg unter den Namen *A. mesacanthus*, *adicrus* und *polyacanthus* bekannt gemacht wurden. Mit Angehörigen der letzteren Art fanden sich unsere Stücke auch zusammen in denselben Schichten.

Vorkommen: *Sauzei*-Kalke der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann), Espinazito (Stelzner).

Hammatoceras (Sonn.) polyacanthum Waag. — Taf. III Fig. 3a, b.

Einige ziemlich grosse Fragmente scheibenförmiger Ammonitengehäuse besitzen grosse Ähnlichkeit mit der von Waagen beschriebenen Art aus den *Sowerbyi*-Schichten von Gingen. Die Nahtfläche der comprimirten und in einen scharfen Externtheil auslaufenden Umgänge fällt ziemlich steil nach dem Innenrand ab. Auf den Seiten befinden sich weit von einander stehende, einfache, nur ganz schwach nach vorn gebogene, etwas oberhalb der Mitte des Umgangs, mit je einem kleinen Knoten versehene Rippen, welche gegen den Externtheil hin vollständig verschwinden. Der Windungsquerschnitt ist oval, mit der grössten Dicke in der Mitte. Eines der vorhandenen Stücke, bei welchen die Knoten auf den Rippen etwas stärker sind, und letztere selbst noch etwas weiter auseinander stehen, als es bei den übrigen Exemplaren der Fall ist, nähert sich *Hammatoceras mesacanthum* Waag.

Vorkommen: *Sauzei*-Kalke der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Leioceras Hyatt.

Leioceras subplanatum Opp. — Taf. II Fig. 4.

Ein sehr hochmündiger Ammonit mit ziemlich engem Nabel stimmt gut mit dieser Art überein. Die nahe aneinander stehenden, nach vorn geschwungenen Sichelrippen sind um den Nabel herum etwas verwischt, treten aber gegen den Externtheil hin deutlich hervor. Bei einem etwas grösseren Bruchstück, welches sich zusammen mit dem abgebildeten Exemplar vorfand, sind die Sichelrippen viel feiner und flacher, dabei zahlreicher und gedrängter als bei diesem. Dasselbe gehört offenbar einem älteren Individuum derselben Art an, bei welchen die Berippung, wie es auch von der europäischen Art bekannt ist, eine derartige wird, so dass man jüngere und ältere Exemplare oft kaum als dieselbe Art ansehen möchte.

In Europa, woselbst er besonders häufig im südlichen Frankreich vorkommt, gehört dieser Ammonit stets der Zone des *Lytoceras jurense* an.

Vorkommen: Oberer Lias von Peñon in der Quebrada de Maricunga (Steinmann).

Ludwigia Bayle.

Ludwigia opalina Bayle.

Das einzige Exemplar ist nicht sonderlich gut erhalten. Der letzte Umgang ist hoch, comprimirt und mit einem nur wenig erhabenen Mediankiel versehen. Auf den Seiten der inneren Umgänge sind noch recht deutlich die für die Angehörigen dieser Formengruppe so charakteristischen, äusserst feinen, dicht gedrängt stehenden Sichelstreifen zu sehen.

Vorkommen: Unteroolith von La Guardia in der Cordillere von Copiapó (Steinmann).

Coeloceras Hyatt.

Coeloceras Blagdeni Sow.

Dieser Ammonit, welcher sich nicht allzu selten in Europa in den *Humphriesianus*-Schichten findet, war bis jetzt noch nicht aus Chile bekannt geworden. Jetzt liegen hievon drei Stücke vor, von welchen das besterhaltene aus den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas stammt, während die beiden anderen, die nur in Bruchstücken vorliegen, aus den analogen Schichten von Caracoles und der Umgebung von Iquique herrühren. Die chilenischen Stücke stimmen mit ihren europäischen Verwandten recht gut überein und stehen an Grösse dem grössten von Quenstedt im Atlas der Ammoniten des schwäbischen Jura Taf. 67 Fig. 1 abgebildeten Exemplar nur wenig nach. Die Zahl der kräftigen Knoten auf dem letzten Umgang dürfte bei dem Exemplar von Manflas 23 betragen, also ungefähr ebensoviel als Sowerby und Quenstedt für die europäische Art angeben.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Möricke), Caracoles (Steinmann), im Süden der Salitrera de la Union bei Iquique (Plagemann).

Coeloceras cosmopoliticum = *Coeloceras Humphriesianum* d'Orb. (non Sow.).

Stephanoceras Humphriesianum Steinmann l. c. p. 268 Taf. 12 Fig. 7.

Steinmann constatirte schon das Vorkommen von Vertretern der Gruppe des *A. Humphriesianus* im Unteroolith von Caracoles in Chile. Es liegen nun weitere, z. Th. recht gut erhaltene Stücke aus den weiter im Süden der chilenischen Cordillere befindlichen *Humphriesianus*-Schichten von Manflas vor. Dieselben gleichen, wie Steinmann schon bei der Beschreibung der Exemplare von Caracoles ausdrücklich bemerkte, ganz besonders den französischen Humphriesianern, wie sie d'Orbigny in der Paléontologie française Taf. 134 Fig. 1 u. 2 abbildet. Wie bei diesen sind auch bei den chilenischen Stücken die mit kräftigen Knoten versehenen Hauptrippen verhältnissmässig stark nach vorn geschwungen und gabeln sich stets in mehr als drei, meist in vier bis fünf Spaltrippen. Haug unterscheidet in seiner kürzlich erschienenen Arbeit „Les chaînes subalpines entre Gap et Digne“ verschiedene Arten von Humphriesianern. Nach ihm entspricht der von Quenstedt in seinem Atlas der schwäbischen Ammoniten Taf. 65 Fig. 11 abgebildete Ammonit mit den geraden Hauptrippen, die sich meist nur in drei Secundärrippen spalten, vollkommen dem Typus des *Coeloceras Humphriesianum* Sow. Unter *C. plicatissimum* versteht Haug die von Quenstedt als *A. Humphriesianus plicatissimus* bezeichnete und abgebildete Form, welche ziemlich stark geschwungene, feine und sehr eng stehende Rippen hat. Die chilenischen Exemplare, sowie die von d'Orbigny abgebildeten französischen, bei welchen die Rippen nicht ganz so fein und zahlreich sind wie bei *C. plicatissimum*, stehen gerade in der Mitte zwischen dieser Art und dem echten *C. Humphriesianum* Sow.

Da unsere Abart sich in beiden Hemisphären findet, so dürfte für dieselbe vielleicht der Name *C. cosmopoliticum* vorzuschlagen sein.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Möricke, Steinmann), Caracoles (Steinmann, coll. Dunker und Kloos), Porphyrittuff von Huantajaya bei Iquique (Palaeontolog. Museum zu Berlin), Canales in der Küstencordillere von Melon (Plagemann).

Coeloceras Desplacei d'Orb.

Die vorliegenden, in einem gelblichen Kalkstein befindlichen, jedoch nicht sonderlich gut erhaltenen Stücke dürften

zu der im oberen Lias von Frankreich auftretenden Art gehören. Auch mit den von Meneghini unter dem Namen *C. subarmatum* abgebildeten Exemplaren aus den Südalpen, welche nach dem Autor *C. Desplacei* d'Orb. sehr nahe stehen, besitzen sie viele Ähnlichkeit.

Vorkommen: Quebrada de Chalquis bei las Amolanas (Steinmann).

Coeloceras aff. *modestum* Vac. — Taf. V Fig. 5a, b.

Ein Bruchstück eines kleinen Ammonitenumgangs besitzt aussergewöhnlich kräftige, sehr nahe aneinander stehende und nur ganz schwach nach vorn geschwungene Rippen, welche von der Naht auslaufend sich ungefähr in der Mitte des Umgangs spalten. Der Windungsquerschnitt ist gerundet. Letzterer sowohl, als auch die Art der Berippung erinnern lebhaft an *C. modestum* Vac. aus dem Unteroolith von S. Vigilio, jedoch sind die Rippen bei dem südamerikanischen Exemplar bedeutend stärker, als es nach den von Vacek gegebenen Abbildungen bei der Form von S. Vigilio der Fall ist. Ob das in Rede stehende Stück trotz seiner stärkeren Berippung mit der Art von S. Vigilio zu vereinigen ist oder einer neuen Art angehört, lässt sich bei dem unvollkommenen Erhaltungszustand desselben nicht entscheiden.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Sphaeroceras Bayle.

Sphaeroceras cf. *Brocchi* Sow. — Taf. V Fig. 1a, b.

Ein ziemlich dickes Ammonitengehäuse mit gerundetem Windungsquerschnitt erinnert sehr an die europäische Art aus der Zone des *Ammonites Sauzei*. Der Nabel ist mässig gross. aber tief. Rings um denselben stehen zahlreiche, längliche Knoten, welche besonders in der Richtung nach dem Externtheil zu etwas anschwellen, und von welchen je drei bis vier kräftige Rippen ausgehen, die über den breiten gerundeten Rücken hinwegsetzen. Die Lobenzeichnung widerspricht, soweit es sich bei dem einzigen Exemplar ersehen lässt, nicht derjenigen der europäischen Art. Eine Ausschnürung der letzten Windung scheint bei unserem Stück stattzufinden,

dieselbe wurde nach WAAGEN bei dem echten *Sph. Brocchi* nicht beobachtet.

Vorkommen: *Sauzei*-Kalke der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (MÖRICKE).

Sphaeroceras Giebeli GOTTSCHE.

Stephanoceras Giebeli GOTTSCHE l. c. p. 15 Taf. 4 Fig. 1.

Von dieser Art war bis jetzt nur ein einziges Exemplar aus der argentinisch-chilenischen Cordillere bekannt, welches von GOTTSCHE abgebildet und eingehend beschrieben wurde. Im Unteroolith von Manflas ist dieser Ammonit, wie eine grössere Anzahl von Exemplaren beweist, nicht selten. Vor Allem fällt bei dieser Form die ausserordentlich starke Einschnürung vor dem Mundsaum auf. Der Windungsquerschnitt ist nahezu halbkreisförmig. Die Sculptur besteht aus rings um den ziemlich engen Nabel gruppirten, wulstförmigen Hauptrippen, welche sich etwas unterhalb der Mitte der Umgänge in je drei bis vier Spaltrippen theilen, die über den breiten Rücken hinwegziehen. GOTTSCHE stellt gewiss mit Recht *A. Giebeli* in die Nähe von *A. polyschides* WAAG. aus den *Sowerbyi*-Schichten von Europa.

Vorkommen: *Sauzei*-Kalke in der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (STEINMANN), Espinazito? (Museum zu Halle).

Sphaeroceras polymerum WAAG. — Taf. II Fig. 1 a, b.

Die chilenischen Stücke stimmen im Wesentlichen gut mit der von D'ORBIGNY in der Paléontologie française unter dem Namen *A. Brongniarti* gegebenen Abbildung überein, welche nach WAAGEN vollkommen den Typus von *Sphaeroceras polymerum* wiedergiebt. Nur sind bei ihnen die Spaltrippen etwas feiner als bei dem von D'ORBIGNY abgebildeten Stück, was jedoch nebensächlich erscheint. Die Einschnürung vor der Mundöffnung ist bei dem grösseren der beiden vorliegenden Exemplare noch deutlich zu sehen. Die Länge der Wohnkammer beträgt bei denselben, wie WAAGEN auch für die von ihm untersuchten schwäbischen Stücke angiebt, genau einen Umgang.

Vorkommen: *Sauzei*-Kalke in der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (STEINMANN).

Sphaeroceras Sauzei d'Orb.

Stephanoceras Sauzei Gottsche, l. c. p. 16 Taf. 2 Fig. 4.

Dieser für einen bestimmten Horizont im Unteroolith von Europa so charakteristische Ammonit wurde schon von Stelzner am Espinazito gefunden und von Gottsche abgebildet und beschrieben. Auch im Unteroolith von Manflas gehört derselbe, wie die fünf vorliegenden Stücke beweisen, nicht gerade zu den Seltenheiten. Wie Gottsche schon hervorhob, unterscheidet sich die südamerikanische Art in nichts von der europäischen. Eines der Exemplare von Manflas zeigt auch noch die Mundöffnung nebst den seitlichen Ohren genau in derselben Weise wie die europäische Art.

Vorkommen: *Sauzei*-Kalke in der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann), Espinazito (Stelzner).

Sphaeroceras submicrostoma Gottshe.

Stephanoceras submicrostoma Gottsche l. c. p. 15 Taf. 3 Fig. 3a, b.

Zwei gut erhaltene, aufgeblähte, kugelige Ammoniten mit engem Nabel, welche in der Nähe der Mundöffnung wulstförmig angeschwollen sind, entsprechen auch in der Sculptur sehr gut der von Gottsche beschriebenen und abgebildeten Art vom Espinazito. Auf die nahe Verwandtschaft dieses Ammoniten mit *Sphaeroceras evolvescens* Waag. aus den *Sowerbyi*-Schichten von Europa ist schon von Gottsche hingewiesen worden.

Vorkommen: *Sauzei*-Kalke in der Quebrada de la Iglesía bei Manflas (Steinmann, Möricke), Espinazito (Stelzner).

Sphaeroceras Zirkeli Steinm.

Sphaeroceras Zirkeli Steinmann, Zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation in Caracoles. Dies. Jahrb. 1881. Beil.-Bd. I. p. 269 Taf. 12 Fig. 5.

Ziemlich kleine, rundliche und sehr engnabelige Ammoniten, welche bereits lebhaft an junge Makrocephalen erinnern, haben in den *Humphriesianus*-Schichten von Chile eine weite Verbreitung. Sie gehören zur Gruppe des *Sphaeroceras multiforme* Gottsche, und zwar ist es ganz speciell die von Stein-

MANN aus den *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles unter dem Namen *Sph. Zirkeli* beschriebene Art, welche recht häufig ist. Wie STEINMANN schon bemerkt hat, unterscheidet sich diese Form von dem echten *Sph. multiforme* hauptsächlich dadurch, dass an Stelle von Knoten nur ein schärferes Hervortreten der um den Nabel gruppirten Hauptrippen gegenüber den schwächeren Spaltrippen stattfindet. Von *Sph. chrysoolithicum* WAAG. aus dem Dogger von Indien, mit welchen STEINMANN die Form verglichen hat, weicht sie durch weniger grobe Berippung ab; allerdings sind die Rippen auf dem Steinkern bei ihr auch weniger fein als auf der Schale.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (STEINMANN, MÖRICKE), Caracoles (coll. ZIRKEL), Umgegend von Iquique (Senckenbergianum), Canales in der Küstencordillere von Melon (PLAGEMANN).

Nautilus ARISTOTELES.

Nautilus aff. *Araris* DUM.

Ein als Steinkern vorliegender *Nautilus* von kaum mittlerer Grösse, mit hohen, nur wenig dicken Umgängen und weitem Nabel, erinnert in seiner Gestalt, sowie im Verlauf der Suturlinie an *N. Araris* DUM. aus dem mittleren Lias des Rhônebeckens, ist jedoch beträchtlich kleiner als das von DUMORTIER abgebildete Exemplar. Wie bei letzterem ist der Sipho gross, von ovaler Form und etwas unterhalb der Mitte gelegen.

Vorkommen: Mittlerer Lias bei der Mine Amolanas (STEINMANN).

Nautilus chilensis HUP. — Taf. III Fig. 1 a, b.

Nautilus chilensis HUPPÉ in GAY, Historia fisica y politica de Chile, Zoologia. p. 30.

Ein dicker, aufgeblähter *Nautilus* mit engem Nabel aus dem unteren Lias, bei welchem die Lage des Sipho leider nicht mehr zu constatiren ist, da, wie es sich nach Durchschneidung des Exemplars herausstellte, alles, selbst die Scheidewände im Innern zerstört sind, dürfte ident mit *N. chilensis* HUP. sein. Da keine Abbildung von demselben vorhanden ist, so lässt sich die Identität zwar nicht mit

Sicherheit feststellen, jedoch spricht, abgesehen von der Beschreibung, auch das Vorkommen dafür, da in der Umgebung von Coquimbo, von wo das Huppé'sche Exemplar stammt, unterer Lias wohl bekannt ist und viele Wahrscheinlichkeit besteht, dass das Stück aus diesen Schichten herrührt. Die Schale ist bei unserem Exemplar vollständig glatt, und die Mundöffnung von fast quadratischer Form. Huppé verglich *N. chilensis* mit *N. inflatus* d'Orb. Unser Exemplar ist etwas weniger dick und gerundet als dieses, es entspricht vielleicht noch besser *N. Toarcensis* d'Orb. aus dem oberen Lias, ist jedoch nicht ganz so breitrückig.

Vorkommen: Unterer Lias von Las Amolanas (Steinmann); Umgegend von Coquimbo (Gay).

Nautilus Steinmanni n. sp. — Taf. IV Fig. 9a, b.

Diese grosse mässig weitnabelige *Nautilus*-Form aus den *Humphriesianus*-Schichten vermochte ich mit keiner bekannten Art zu identificiren. Die grösste Dicke des im allgemeinen schlanken Gehäuses liegt unweit des Nabels. Der rundliche Sipho befindet sich ein klein wenig oberhalb der Mitte. Auf der Schale ist keinerlei Art von Verzierung wahrzunehmen. Die Suturlinie beschreibt ungefähr in der Mitte des Umgangs einen nicht sehr tiefen Sinus nach rückwärts. In der äusseren Form, sowie in der Lage des Sipho hat unsere Art noch am meisten Ähnlichkeit mit *Nautilus haloricus* Mojsis. aus der norischen Stufe.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Möricke).

B. Gastropoda.

Pleurotomaria Defr.

Pleurotomaria sp.

Zwei Steinkerne einer grossen *Pleurotomaria*-Art von kreiselförmiger Gestalt aus dem Gryphitenkalk sind breiter als hoch. Die vier Windungen sind gerundet. Die Basis ist flach convex und genabelt. Da keinerlei Sculptur mehr vorhanden, so ist eine nähere Bestimmung misslich. Vielleicht ist diese Art

als Vertreter der europäischen *Pl. similis* im unteren Lias von Chile anzusehen.

Vorkommen: Unterer Lias von Las Amolanas (Steinmann), Prov. Atacama (Museum Hildesheim).

Lithotrochus Conrad.

Lithotrochus Humboldti v. Buch — Taf. IV Fig. 5 u. 6.

Pleurotomaria Humboldti v. Buch, Pétrificat. recueil. etc. p. 9 Taf. 2 Fig. 26.

Turritella Andii d'Orbigny, Voyage dans l'Amérique. p. 14 Taf. 6 Fig. 11.

T. Humboldti Bayle et Coq., Mémoires de la société géologique de France. p. 185 Taf. 2 Fig. 7—8.

Trochus Struveanus Zimmermann, Palaeontographica I. p. 185 Taf. 26 Fig. 2.

Lithotrochus Andii Conrad, United St. Nav. Astronom. Exped. II. p. 284.

Turritella Humboldti Burmeister u. Giebel l. c. p. 25—26.

Diese eigenthümliche und schon unter den verschiedensten Namen beschriebene und abgebildete Gastropodenart gehört mit *Gryphaea Darwini* und *Spiriferina rostrata* zu den häufigsten und charakteristischsten Versteinerungen des unteren Lias von Südamerika. Es liegen daher auch zahlreiche Exemplare verschiedener Grösse aus verschiedenen Gegenden vor. Das sehr dicke Gehäuse ist bei jüngeren Individuen conisch mit einem Winkel von 56°, ähnlich gewissen Formen von *Pleurotomaria* und *Trochus*. Bei ausgewachsenen Exemplaren, welche beiläufig eine Länge von 130 mm erreichen können, wie das grössere der beiden abgebildeten Stücke beweist, wird das Gehäuse mehr in die Länge gezogen, thurmförmig; es erinnert dann einigermaassen an gewisse Arten der in der Kreide häufigen Gattung *Glauconia*. Die Windungen sind nur wenig gewölbt und mit meist je sieben Spiralrippen verziert, von welchen die beiden über der Naht befindlichen sich durch besondere Stärke auszeichnen und wulstförmig hervortreten. Zahlreiche deutliche Zuwachsstreifen verlaufen quer zu den Rippen, wodurch eine gegitterte Sculptur entsteht. Auf der convexen Basis befindet sich eine ganz ähnliche Sculptur wie auf den Umgängen, nur dass hier die Spiralrippen zahlreicher sind und gedrängter stehen. Wellenförmige Einschnürungen,

bedingt durch Wachsthumsverhältnisse, treten besonders deutlich bei den stärkeren Spiralrippen der letzten Umgänge hervor und verleihen dem Gehäuse ein charakteristisches Aussehen. Die Mündung ist leider bei keinem der zahlreich vorhandenen Stücke unverletzt.

Trotz mancher Ähnlichkeit mit gewissen Vertretern der Gattung *Glauconia*, in deren Nähe sie auch v. Zittel in seinem Handbuch stellt, erinnert die amerikanische Art doch auch wieder sehr an *Trochus*, so dass der von Conrad eigens für sie geschaffene Gattungsname *Lithotrochus* wohl berechtigt erscheint. Von europäischen *Trochus*-Arten ist es, wie Giebel schon bemerkte, hauptsächlich *Tr. Orion* d'Orb. aus dem mittleren Lias von Frankreich, der sowohl in der Form, als auch in der Verzierung des Gehäuses noch am meisten an die ausgewachsenen Individuen der chilenischen Species erinnert.

Lithotrochus Humboldti zeichnet sich im unteren Lias von Chile durch seine überaus grosse Häufigkeit aus.

Vorkommen: Unterer Lias von Las Amolanas (Möricke), Sierra de la Ternera (Steinmann), Sierra Destilladera und Las Animas (Steinmann, von Domeyko und Philippi erhalten), Manflas und Chañarcillo (Domeyko), Thal von Guasco (Darwin), Juntas (Burmeister), San Felipe in Peru (v. Humboldt).

Trochus Adams.

Trochus andinus n. sp. — Taf. IV Fig. 7.

Mit diesem Namen bezeichne ich eine *Trochus*-Art von mittlerer Grösse, welche in den oberen Horizonten des Lias nicht gerade häufig ist. Es liegen hievon mehrere Exemplare von sehr verschiedener Grösse vor. Das grösste Stück erreicht eine Länge von 47 mm, während das abgebildete zu denjenigen von mittlerer Grösse gehört. Das mit einer dicken Schale versehene Gehäuse ist ungefähr ebenso breit als hoch, conisch, mit einem Winkel von 66°, nicht durchbohrt. Die Windungen sind mässig gewölbt und mit feinen, gleich starken Spiralrippen verziert. Bei jedem Umgang treten an der Naht je zwei kantenförmige Wülste hervor, von welchen der obere etwas stärker als der untere ist. Die Basis des Gehäuses ist gleichfalls mit zarten, hier etwas enger als auf den Umgängen stehenden Spiralrippen versehen. Äusserst

feine, schräge, zu den concentrischen Rippen verlaufende Zuwachsstreifen verursachen eine gegitterte Sculptur. Wie schon aus der Beschreibung hervorgehen dürfte, erinnert die Ornamentik der Schale nicht wenig an diejenige des unterliasischen *Lithotrochus Humboldti*. Von letzterem unterscheidet sich jedoch der oberliasische *Trochus* ganz, abgesehen von seiner geringeren Grösse, durch die Gestalt des Gehäuses. Immerhin besitzt jedoch das grösste der vorliegenden Exemplare unverkennbare Ähnlichkeit mit jüngeren Individuen von *Lithotrochus Humboldti*, bei welchem das Gehäuse noch nicht so in die Länge gezogen erscheint, als es bei den ausgewachsenen Angehörigen dieser Art der Fall ist. Unter den europäischen *Trochus*-Arten ist es *Tr. faustus* LAUBE aus dem Dogger von Balin, welcher hauptsächlich auch in der Art der Verzierung der Schale eine gewisse Ähnlichkeit mit der oberliasischen *Trochus*-Form aus Chile besitzt.

Vorkommen: Oberer Lias bei der Mine Amolanas (STEINMANN).

Amberleya MORRIS and LYCETT.

Amberleya americana n. sp. — Taf. IV Fig. 8a, b.

Das conische Gehäuse dieser Art wird aus wenig gewölbten, kantigen Umgängen gebildet, von welchen bei den beiden vorliegenden Exemplaren, deren Spitzen abgebrochen sind, nur noch vier vorhanden sind. Die Sculptur auf den Umgängen besteht aus zwei spiralen Knotenreihen, von welchen sich die eine dicht an der Naht befindet, während die andere mehr nach der Mitte der Umgänge rückt. Die einzelnen Knoten laufen nach unten in grobe Querrippen aus. Die Mündung ist gross und von ovaler Form. Am nächsten scheint unsere Art der von GEMMELLARO aus dem Lias von Sicilien beschriebenen und abgebildeten *Amberleya mediterranea* zu stehen, hat aber weit weniger schlanke Umgänge als diese.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Mine Amolanas (STEINMANN).

Hamusina GEMMELLARO.

Hamusina cf. *Damesi* GEM. — Taf. V Fig. 3.

Ein Schneckengehäuse von conischer Form, bei welchem sofort auffällt, dass es links gewunden ist, gehört zu der von

Gemmellaro aufgestellten Gattung *Hamusina*. Leider ist das einzige vorhandene Stück, bei welchem die Spitze abgebrochen ist, recht dürftig erhalten. Die Umgänge laufen in Kanten aus, unter welchen man, wenn auch nicht sehr deutlich, kleine. reihenförmig angeordnete Knötchen wahrnimmt. Die Mündung des Gehäuses ist kreisrund. Unser Stück gleicht am meisten *Hamusina Damesi* Gem. aus dem oberen Lias resp. unteren Dogger von Sicilien, jedoch ist die Schale bei demselben zu sehr abgerieben, um eine sichere Bestimmung zuzulassen. In neuester Zeit wurde *H. Damesi* auch in England in der Zone des *A. Murchisonae* aufgefunden. Das chilenische Exemplar gehört einem höheren Horizont des Unteroolithes, den *Humphriesianus*-Schichten, an.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Neritopsis Grat.

Neritopsis spinosa Héb. et Deslongch.

Ein ziemlich zerdrücktes Schneckengehäuse stimmt recht gut mit dieser Art überein. Vor Allem besitzt es auch dieselbe charakteristische Verzierung der Schale, welche aus kräftigen Längs- und Querrippen besteht, die sich zu Vierecken verbinden und in jeder Ecke mit einem kleinen spitzen Knötchen versehen sind. Über die Oberfläche des ganzen Gehäuses ziehen sich unzählige, feine Längs- und Querstreifchen hin, wodurch die hübsche Gittersculptur erzeugt wird. Diese Art besitzt eine weite horizontale und verticale Verbreitung. Zuerst aus dem Callovien von Frankreich beschrieben, wurde sie später von Dumortier auch aus dem oberen Lias des Rhônebeckens unter dem Namen *Neritina Hébertana* angeführt. Vacek constatirte ihr Vorkommen im Unteroolith vom Cap S. Vigilio. In Chile findet sie sich in den *Humphriesianus*-Schichten.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Natica Lam.

Natica Philippii n. sp. — Taf. VI Fig. 12.

Eine grosse *Natica*-Art von ovaler Form, ungenabelt, ist bedeutend länger als breit. Das relativ hohe Gewinde nimmt

nahezu $\frac{1}{8}$ der Länge des ganzen Gehäuses ein. Die Mundöffnung ist gross und eiförmig. Die Oberfläche des Gehäuses ist vollständig glatt. Die Art hat Ähnlichkeit mit *Natica Pelea* D'ORB. aus dem Bathonien von Frankreich, jedoch ein höheres Gewinde als diese.

Die beiden vorliegenden Exemplare, von welchen das grössere recht gut erhalten ist, stammen aus dem oberen Lias.

Vorkommen: Oberer Lias der Quebrada de las Trancas bei Las Amolanas (STEINMANN).

Actaeonina D'ORB.

Actaeonina transatlantica BEHR.

Actaeonina transatlantica BEHRENDSEN l. c. p. 383. Taf. 22 Fig. 9.

Zwei Exemplare einer *Actaeonina*-Form stimmen besonders auch in der Spiralstreifung gut mit der von BEHRENDSEN aus dem argentinischen Lias beschriebenen und abgebildeten Art überein. Sie dürften, da sie etwas grösser und, wie es scheint, auch etwas bauchiger sind, als das von BEHRENDSEN abgebildete Stück, älteren Individuen dieser Art angehören.

Vorkommen: Mittlerer Lias zwischen Jorquera und La Guardia (STEINMANN), Portezuelo ancho in der argentinischen Cordillere (BODENBENDER).

Actaeon MONTF.

Actaeon manflasensis n. sp. — Taf. V Fig. 8.

Das kleine, ovale, etwas bauchige Gehäuse von ungefähr 11 mm Länge wird von fünf, wenig gewölbten, durch scharf markirte Furchen von einander getrennten Umgängen gebildet. Die Mundöffnung ist oval und mehr als halb so hoch wie das ganze Gehäuse. Die ganze Oberfläche der Schale ist mit äusserst feinen, zu regelmässigen spiralen Streifen angeordneten Pünktchen verziert. Diese Art steht *Actaeon Lorieri* HÉB. et DESL. aus dem Bathonien von Frankreich sehr nahe. Sie unterscheidet sich von der französischen Form eigentlich nur durch ihre etwas schlankere Gestalt.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (STEINMANN).

Cerithium Adanson.

Cerithium armatum Goldf.

Mehrere kleine zierliche Cerithien aus den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas stimmen sowohl in Grösse und Form als auch in der Verzierung des Gehäuses mit der in Europa in den Schichten des *A. torulosus* weitverbreiteten Art überein, so dass ich an ihrer Identität mit derselben nicht zweifle.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

C. Lamellibranchiata.

Gryphaea Lam.

Gryphaea calceola Quenst.

Gryphaea cf. *calceola* Gottsche l. c. p. 40 Taf. 5 Fig. 17—18.

Gottsche beschrieb einige Gryphaeen aus den Schichten der Puente del Inca, welche, abgesehen von einer feinen Streifung der Wirbel, mit der europäischen Art sehr gut übereinstimmten. Er war jedoch im Zweifel, ob dieselben wirklich zu *Gr. calceola* gehörten, da von derselben Localität aus etwas höheren Horizonten eine *Cucullaea* vorlag, welche sehr an gewisse cretaceische Arten erinnerte und somit die Möglichkeit vorlag, dass die in Rede stehenden Gryphaeen zu *Gr. Pitscheri* Mort., einer der *Gr. calceola* überaus ähnlichen Kreideform, gehörten. Mehrere Exemplare einer *Gryphaea*-Art, welche aus der Cordillere von Copiapó vorliegen und sicher aus dem unteren Dogger stammen, stimmen gut mit *Gr. calceola* überein; sie besitzen ebenfalls keine Streifung auf den Wirbeln, wie die Gottsche'schen Exemplare, so dass ich an ihrer Identität mit der europäischen Dogger-Art nicht zweifele.

Vorkommen: Unterster Dogger im Thal von Maricunga (Steinmann), Puente del Inca (Stelzner).

Gryphaea Darwini Forb. — Taf. IV Fig. 1a, b, 2, 3, 4.

Gryphaea Darwini Forbes in Darwin, Geolog. observat. p. 266 Taf. 5 Fig. 7.
Ostraea cymbium Bayle et Coqu. l. c. p. 13 Taf. 4 Fig. 1—7.
Gryphaea cymbula und *Gryphaea obliqua* Burmeister u. Giebel l. c. p. 19 u. 20.

Unter *Gryphaea Darwini* wird hier eine Austerngruppe zusammengefasst, welche im unteren Lias von Chile eine ganz

ähnliche Rolle spielt wie die *Gr. arcuata* und *obliqua* in den analogen Schichten von Europa. Die Glieder der hier in Rede stehenden Austern-Art variiren ganz ausserordentlich in der Gestalt. Eins hat entschieden noch echten Ostreencharakter, ist aber durch Zwischenglieder aufs Engste mit der normalen *Gr. Darwini* FORB. verbunden, welche der europäischen *Gr. obliqua* GOLDF. aus dem unteren Lias (Lias β) sehr nahe steht und von GIEBEL auch geradezu mit dieser Art identificirt wird. Die chilenische Form unterscheidet sich jedoch trotz aller sonstigen Ähnlichkeit von *Gr. obliqua* dadurch, dass sie stets einen breiteren Wirbel hat. Wie die Abbildungen zeigen, ist bei den noch mehr Ostreencharakter zur Schau tragenden Formen die linke Schale nur wenig gewölbt, der Wirbel fast gar nicht gekrümmt und die Ansatzstelle sehr gross. Bei der breiten Varietät der *Gr. Darwini* ist die Unterschale mässig gewölbt und mit einer scharf ausgeprägten Seitenfurche versehen. Der Wirbel ist hier schon ziemlich stark gekrümmt und die Anwachsstelle noch ungefähr so gross wie ein Zwanzigpfennigstück. Bei der eigentlichen *Gr. Darwini* endlich ist der Wirbel sehr stark einwärts gebogen, die Seitenfurche nur noch schwach angedeutet und die Anwachsstelle sehr klein, oft beinahe verschwunden. Die Deckelschale ist concav und von ovaler Form. Concentrische Lamellen verzieren bei allen Varietäten beide Klappen. Die Art bildet ganze Austernbänke im unteren Lias.

Vorkommen: Gryphitenkalk von Las Amolanas (STEINMANN), Quebrada de la Viscacha bei Las Amolanas (MÖRICKE), Tres Cruces (STEINMANN, von DOMEYKO erhalten), Manflas und Jorquera (DOMEYKO), Juntas (BURMEISTER), Thal des Rio de Copiapó (DARWIN).

Gryphaea cf. *santiaguensis* HUP.

Ostrea santiaguensis (Bustillosii) HUPPÉ in GAY l. c. p. 288 Taf. 4 Fig. 5.

Gryphaea cf. *santiaguensis* GOTTSCHE l. c. p. 19 Taf. 4 Fig. 11—12.

Wie die zahlreichen, von mehreren Localitäten vorliegenden Exemplare beweisen, besitzt diese Austern-Art im Unteroolith von Chile eine recht beträchtliche Verbreitung. Die

eine stattliche Grösse erreichende Form wurde bereits von Gottsche eingehend beschrieben und gut abgebildet, so dass nichts Neues mehr hinzuzufügen ist. Wie Gottsche schon bemerkt hat, sind der stark seitwärts gebogene Wirbel und der kräftige, hohe Kiel auf der Unterschale für diese Art besonders charakteristisch.

Vorkommen: Unteroolith der Quebrada de la Iglesia und von Peñon bei Maricunga (Steinmann), Espinazito-Pass (Stelzner), aus der Nähe des Volcan San José in der Cordillere von Santiago (Gay).

Gryphaea sublobata Desh.

Eine kleine *Gryphaea* aus den *Humphriesianus*-Schichten mit breiter, gewölbter Unterschale, von welcher durch eine scharf ausgeprägte Rinne ein seitlicher Lappen abgetrennt wird, wodurch die Schale gleichsam in zwei sehr ungleiche Hälften getheilt erscheint, erinnert an die europäische Art. Die ovale Oberschale ist concav und, wie die Unterschale, mit concentrischen Streifen versehen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Anomya Linné.

Anomya striatula Opp.

Von dieser kleinen, aus dem Gryphitenkalk stammenden Muschel ist nur die gewölbte Oberschale vorhanden. Die Schale zeigt auf ihrer Oberfläche recht deutlich die für diese Art so charakteristische Verzierung, welche aus regelmässigen, ziemlich entfernt stehenden concentrischen Streifen besteht, die von einer grossen Mengedicht gedrängter, feiner, periodisch bald stärker, bald schwächer hervortretender Radialrippchen gekreuzt werden, wodurch eine zierliche, gegitterte Sculptur erzeugt wird. Diese Verzierung beginnt schon auf der äussersten Spitze des schmalen und ziemlich gekrümmten Wirbels und setzt sich bis an den Schalenrand fort. In Chile gehört diese Art, wie in Europa, dem untersten Lias an.

Vorkommen: Unterer Lias von Las Amolanas (Steinmann).

Plicatula Lamark.

Plicatula rapa Bayle et Coq.

Plicatula rapa Bayle et Coq. l. c. p. 16 Taf. 5 Fig. 8, 9, 10.

Unter diesem Namen wurde eine *Plicatula*, welche Domeyko zusammen mit *Ostrea cymbium (Gryphaea Darwini)* und *Spirifer tumidus (Spiriferina rostrata)* im unteren Lias von Manflas sammelte, von Bayle und Coquand beschrieben. Ein weiteres zu dieser Art gehöriges Exemplar liegt jetzt aus dem unteren Lias der Sierra de la Destilladera vor, welches auf einem *Lithotrochus Humboldti* festgewachsen ist. Die Oberfläche der nur wenig gewölbten Schale ist mit einer Menge kleiner, concentrisch verlaufender Pusteln versehen, nur der Wirbel ist nahezu frei von ihnen. Das von Bayle und Coquand abgebildete Exemplar ist etwas grösser als das unserige. Von europäischen Arten dürfte die von Dumortier aus dem unteren Lias des Rhônebeckens beschriebene und abgebildete *Plicatula crucis* der chilenischen Art am nächsten stehen.

Vorkommen: Unterer Lias der Sierra de la Destilladera (Steinmann, von Philippi erhalten), Manflas (Domeyko).

Ctenostreon v. Eichwald.

Ctenostreon sp.

Aus dem Gryphitenkalk stammt eine grosse *Ctenostreon*-Art, deren Klappen nur schwach gewölbt sind. Auf der Oberfläche ziehen sich theils gröbere, theils schwächere, schuppige Radialrippen hin, in deren Zwischenräume feine, gedrängt stehende Längsstreifen verlaufen. Diese zarte Streifung erinnert etwas an die ähnliche Verzierung der *Lima substriata* Goldf. aus dem Oxford. Das einzige vorhandene Stück ist nicht so gut erhalten, um darauf eine besondere Art zu gründen.

Vorkommen: Unterer Lias der Sierra de la Ternera (Steinmann).

Ctenostreon pectiniforme Schloth.

Lima rustica Huppé in Gay l. c. p. 295 Taf. 4 Fig. 6.
Ctenostreon pectiniformis Gottsche l. c. p. 22.
Lima pectiniformis Steinmann l. c. p. 256.

Diese in Europa häufig in den *Humphriesianus*-Schichten auftretende *Lima*-Art wurde schon von verschiedenen Punkten der chilenischen Cordillere angeführt. Als weiterer Fundort tritt nun noch die Umgebung von Manflas hinzu, von wo aus den dortigen *Humphriesianus*-Schichten mehrere Stücke vorliegen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Möricke), Caracoles (Coll. Zirkel), Espinazito (Stelzner), Tres Cruces bei Coquimbo (Gay).

Plagiostoma Sow.

Plagiostoma tenuistriatum Goldf.

Ein *Plagiostoma* aus den tuffartigen Gesteinen bei Melon stimmt sowohl in der Grösse als auch im Umriss recht gut mit der von Goldfuss gegebenen Abbildung von *Plagiostoma tenuistriatum* aus dem Unteroolith von Europa überein. Auch die Verzierung der Schalen ist bei beiden durchaus dieselbe. Sie besteht aus einer grösseren Anzahl feiner erhabener Rippen, welche durch grössere Zwischenräume von einander getrennt sind. Die Rippen werden häufig durch Anwachsstreifen aus ihrer Richtung etwas verschoben, was gerade für diese Art sehr charakteristisch ist.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Canales in der Küstencordillere von Melon (Plagemann).

Lima Brug.

Lima dupla Quenst.

Eine *Lima* aus dem Gryphitenkalk stimmt in der Form recht gut mit dem von Quenstedt aus dem schwäbischen Lias α abgebildeten *Plagiostoma duplum* überein. Auch die Verzierung der Schale ist eine ganz ähnliche. Man sieht deutlich, wie sich zwischen je zwei stärkere Radialrippen noch ein feines, granulirtes Secundärrippchen einschiebt. Die Radialstreifung, welche sich über die Rippen hinzieht, ist bei unserem Exemplar schon stark abgerieben.

Vorkommen: Unterer Lias der Quebrada de la Viscacha bei Las Amolanas (Möricke).

Pecten Klein.

Pecten Hehli d'Orb.

Pecten Hehli Behrendsen l. c. p. 392.

Ein scheinbar glatter *Pecten* aus dem mittleren Lias stimmt besonders auch in der für diese Art charakteristischen starken Ausschweifung der Schale in der Nähe des etwas in die Länge gezogenen, spitzen Wirbels gut mit *Pecten Hehli* d'Orb. überein. Die Oberfläche der Schale lässt ausser einer undeutlichen, concentrischen Streifung noch überaus schwache und unregelmässige Längsstreifen erkennen. Die beiden Ohren sind bei dem einzigen vorhandenen Exemplar abgebrochen, In Europa kommt *P. Hehli* im unteren und mittleren Lias vor.

Vorkommen: Mittlerer Lias zwischen La Guardia und Iglesia (Steinmann), Rio salado (Bodenbender).

Pecten textorius Schloth.

Pecten textorius Behrendsen l. c. p. 389.

Dieser im europäischen Lias häufige *Pecten* wurde schon von Behrendsen auch im Lias von Argentinien nachgewiesen. Aus der Cordillere von Copiapó liegen nun einige weitere Stücke vor, welche sich in nichts von der europäischen Art unterscheiden. Die vorliegenden Stücke stammen aus dem mittleren Lias. In Europa findet sich die Art bekanntlich schon im unteren Lias, geht aber herauf bis in die unteren Horizonte des oberen Lias.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann), Portezuelo aucho, Valle de las leñas amarillas (Bodenbender).

Pecten (Entolium) disciformis Schübl.

Mehrere Stücke einer flachen glatten *Pecten*-Form aus dem Eisenoolith von Manflas gehören zur Gruppe des *Pecten disciformis* Schübl. Einige derselben erreichen eine recht beträchtliche Grösse und schliessen sich speciell an die von Quenstedt als *P. disciformis Gingensis* bezeichnete Varietät an, welche sich durch bedeutendere Grösse von der normalen in der Unterregion des Unteroolith heimischen Art aus-

zeichnet und in Schwaben der Zone des *A. Sowerbyi* und wohl auch noch derjenigen des *A. Humphriesianus* angehört.

Die Oberfläche der Schale ist bei unseren Stücken wie bei der europäischen Art mit concentrischen Zuwachsstreifen versehen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia (Steinmann).

Hinnites cf. *Davoëi* Dum.

Ein im Steinkern erhaltener mässig grosser *Pecten* besitzt sowohl in der Form als auch namentlich in der Ornamentik der Schale viele Ähnlichkeit mit der von Dumortier aus den *Davoëi*-Schichten des Rhônebeckens abgebildeten Art. Die Schalensculptur besteht aus zahlreichen, theils stärkeren, theils schwächeren, fein granulirten Längsrippen. Von den beiden Ohren ist nur eines erhalten; dasselbe ist gerade und von mässiger Grösse. Das chilenische Exemplar ist bedeutend kleiner als das von Dumortier abgebildete.

Vorkommen: Oberer Lias der Mine Amolanas (Steinmann).

Amusium Klein.

Amusium paradoxum Münst.

Pecten (Amusium) paradoxus Behrendsen l. c. p. 393.

Die Art wurde schon von Behrendsen im Lias der argentinischen Cordillere nachgewiesen. Die vorliegenden Stücke stammen aus dem mittleren Lias der Cordillere von Copiapó. Die scheinbar glatten Formen haben einen gerundeten Umriss. Unter der Lupe bemerkt man, dass die Oberfläche der Schalen nicht glatt ist, sondern mit äusserst feinen Radialrippen verziert, über welche sich ganz undeutliche concentrische Streifen hinziehen. Auf der Innenseite der Klappen treten die Längsrippen sehr deutlich hervor. Die geraden Ohren sind von mittlerer Grösse. In Europa geht die Art aus dem mittleren Lias in den oberen hinauf.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann), Rio salado (Bodenbender).

Vola Klein.

Vola alata v. Buch.

Pecten alatus v. Buch, Petrificat. recueil. en Amérique p. 3 Taf. 1 Fig. 1—4.
P. alatus Bayle et Coq. l. c. p. 14 Taf. 5 Fig. 1 u. 2.
P. alatus Burmeister und Giebel l. c. p. 22.
P. (Janira) alatus Steinmann l. c. p. 255.
P. alatus Behrendsen l. c. p. 390.
P. pradoanus Behrendsen l. c. p. 391 Tab. 22 Fig. 1a u. b.

Die ausserordentlich grosse Anzahl von Exemplaren, welche von dieser zu der Gruppe der ungleichklappigen Pectiniden gehörigen Art in allen Grössen vorliegt, beweist ihre überaus grosse Verbreitung im Lias der chilenischen Cordillere. Es sind Stücke vorhanden, welche kaum 20 mm lang sind, diesen stehen wieder andere gegenüber mit einem Durchmesser von nahezu 200 mm. Von früheren Autoren wurde diese für den südamerikanischen Lias so charakteristische Art schon wiederholt eingehend beschrieben, ich möchte daher hier nur noch einige Bemerkungen hinzufügen.

Behrendsen beschrieb unlängst eine kleine *Vola*-Form aus dem argentinischen Lias unter dem Namen *Pecten pradoanus* Vern. et Coll., welche, abgesehen von ihrer geringeren Grösse, sich in Nichts von der gewöhnlichen *Vola alata* v. Buch zu unterscheiden scheint. Auch mir liegen aus dem chilenischen Lias mehrere Exemplare der Gattung *Vola* vor, welche eine ebenso geringe Grösse wie der von Behrendsen abgebildete *P. pradoanus* besitzen und sich zusammen mit den ihnen durchaus ähnlichen, nur etwas grösseren Formen von *V. alata* in denselben Schichten vorgefunden haben. Es scheint mir daher ganz zweifellos zu sein, dass die kleineren Volen keiner besonderen Art angehören, sondern nur die Jugendformen der gewöhnlichen *V. alata* darstellen, zumal in Bezug auf die Grössenverhältnisse die mir zur Untersuchung zu Gebote stehenden Exemplare durch alle möglichen Stadien mit einander verbunden sind. Schon Verneuil und Collomb haben auf die überraschende Ähnlichkeit hingewiesen, welche zwischen dem aus dem spanischen Lias stammenden *P. (Vola) pradoanus* und der südamerikanischen *V. alata* bestehen. In erster Linie sind es die jüngeren, kleineren Exem-

plare von *V. alata,* welche der spanischen Form dermaassen gleichen, dass man sie ident mit derselben oder doch zum mindesten für sehr nahe Verwandte von ihr halten muss.

Behrendsen hält die von d'Orbigny als *P. Dufrénoyi* unterschiedene Art, welche Giebel mit *P. alatus* vereinigt hat, aufrecht, indem er darauf hinweist, dass *P. Dufrénoyi* eine grössere Anzahl der Rippen besitze, und dass dieselben bedeutend breiter seien als diejenigen des *P. alatus.* Was die Zahl der Rippen auf der gewölbten Klappe anbetrifft, so beträgt dieselbe bei den sämmtlichen, zahlreichen, mir vorliegenden Exemplaren nie mehr als 14. Herr Prof. R. A. Philippi in Santiago, welcher die Güte gehabt hatte, die Tafeln seines die mesozoischen Versteinerungen von Chile behandelnden Manuscriptes zur Einsicht zu übersenden, unterscheidet nicht nur zwei, sondern eine ganze Reihe von Arten bei den im chilenischen Lias vorkommenden Volen. Soweit ich die in Rede stehende Sache auf Grund der von Philippi gegebenen Abbildungen, sowie auf Grund meines eigenen reichlichen Materials zu beurtheilen vermag, scheint mir eine derartige Artenaufstellung zum grössten Theil einer Berechtigung zu entbehren. Es ist ja längst bekannt, dass die zu *Pecten* gehörigen fossilen Arten sehr häufig der Artbestimmung ganz ausserordentliche Schwierigkeiten darbieten, welche zum grossen Theil in der Verwitterung und schichtweisen Abblätterung der Schale begründet sind. Ursprünglich sehr scharfe, radiale und concentrische Sculptur wird hierdurch oft vollständig unsichtbar, und ehemals scharfkantige, durch sehr breite Zwischenräume von einander getrennte Rippen werden durch Verwitterung nicht selten zu breiten flachen Rippen mit schmalen Zwischenräumen. Andererseits ist die Berippung auf der Schale oft eine wesentlich andere als die auf dem Steinkern. Alle diese angegebenen Verhältnisse finden wir bei den Exemplaren von *V. alata* vielfach vor, und auf diese sind, wie mir scheint, die meisten der von ihr bestimmten Arten basirt. So entsprechen z. B. den schmalen und ziemlich scharf hervortretenden Rippen auf der Schale der flachen Klappe von *V. alata* breite und weniger hervortretende Rippen auf dem Steinkern derselben Muschel. Je nachdem man die in den Zwischenräumen befindlichen, die Rippen einfassenden

Linien mehr oder weniger deutlich, oder auch gar nicht wahrnimmt, hält man die Rippen oder die Zwischenfurchen für breiter. Hält man sich an diese die Rippen einfassenden Linien, welche die Begrenzung der Rippen andeuten, so bemerkt man, dass die Rippen durchwegs bedeutend breiter als die Zwischenfurchen sind. Die abgerundeten Rippen mancher Exemplare sind zumeist durch Verwitterung aus den kantigen Rippen entstanden. Bei Jorquera und Las Amolanas kommen hin und wieder Exemplare von *V. alata* vor, welche sich durch ihre bedeutende Grösse vor allen anderen auszeichnen. Dieselben haben zunächst auf den Wirbeln noch ziemlich scharf hervorstehende Radialrippen, nach dem Rande der Muschel zu werden dieselben allmählich flach und sehr breit, so dass für die Zwischenfurchen kaum ¼ der Breite einer Rippe übrig bleibt. Man kann diese ungewöhnlich grossen Exemplare, welche durch diese zwar nicht sehr wesentlichen, aber doch, wie es scheint, specifischen Eigenthümlichkeiten von der normalen *V. alata* etwas abweichen, als Varietät derselben auffassen und etwa mit dem Namen *V. alata* var. *Titan* bezeichnen.

V. alata kommt in Südamerika zwar schon in dem unteren Lias vor, ist aber dort noch recht selten, während sie im mittleren und oberen Lias die häufigste Versteinerung ist.

Vorkommen: Lias der Sierra de la Ternera (Steinmann, Möricke), Mine Amolanas (Steinmann, Möricke), Quebrada de la Viscacha bei Las Amolanas (Möricke), Manflas und Jorquera (Steinmann, Burmeister und Domeyko), Portezuelo ancho (Bodenbender), Umgebung von Lima (v. Humboldt).

Pseudomonotis Beyrich.

Pseudomonotis cf. *papyria* Quenst.

Pseudomonotis cf. *papyria* Behrendsen. l. c. p. 386.

Die Art findet sich in einem hellen Sandstein zusammen mit einem kleinen, glatten *Pecten*, welcher sehr dem *Pecten sepultus* Quenst. gleicht. Nur zum Theil ist auch noch die dünne Schale erhalten, deren Oberfläche mit ziemlich weit von einander entfernt stehenden und nicht ganz gerade verlaufenden Radialrippen verziert ist. Sowohl in dem gerundeten Umriss als auch in der Art der Schalenverzierung er-

innert die Form sehr an *Pseudomonotis papyria* Quenst. aus Lias β von Schwaben.

Vorkommen: Unterer Lias vom unteren Ende des Thales von Jorquera (Steinmann), Portezuelo ancho (Bodenbender).

Gervillia Defr.

Gervillia sp.

Diese in den *Humphriesianus*-Schichten von Europa mehrfach vertretene Bivalven-Gattung hat auch ihre Vertreter in den analogen Schichten von Chile. Zwei ziemlich grosse, nur ganz schwach gekrümmte Steinkerne gehören entschieden zu *Gervillia*; ob und mit welcher der verschiedenen Arten des Unteroolith von Europa sie jedoch zu identificiren sind, wage ich bei dem dürftigen Erhaltungszustand derselben nicht zu entscheiden.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles (Steinmann).

Modiola Lamarck.

Modiola cf. *gigantea* Quenst.

Quenstedt bildet eine der *Modiola modiolata* ähnliche Art, die sich durch besondere Grösse auszeichnet, unter dem Namen *M. gigantea* aus dem Braunen Jura γ von Schwaben ab. Auch im Unteroolith von Chile kommen derartige Formen vor, welche mitunter eine recht beträchtliche Grösse erreichen und auch in der Art der Anwachsstreifen auf der Oberfläche der Klappen viele Ähnlichkeit mit ihren schwäbischen Verwandten besitzen.

Vorkommen: Unteroolith von Peñon in der Quebrada de Maricunga (Steinmann).

Modiola imbricata Sow.

Modiola imbricata Gottsche l. c. p. 23 Taf. 5 Fig. 12.
M. imbricata Behrendsen l. c. p. 13 Taf. 2 Fig. 7.

Diese im europäischen Dogger nicht seltene Bivalven-Art wurde auch in den analogen Schichten von Süd-Amerika durch Gottsche und Behrendsen nachgewiesen. Als weitere Localität kommt jetzt noch die Gegend östlich von Iquique hinzu, von welcher ein Stück herstammt, das sich lediglich durch seine etwas bedeutendere Grösse von dem von Gottsche abgebildeten Exemplar unterscheidet.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten östlich von Iquique (SENCKENBERG'sche Sammlung), Espinazito (STELZNER), Rio Catantil (BODENBENDER).

Myoconcha Sow.

Myóconcha sp.

Verschiedene Steinkerne einer Bivalve aus dem mittleren Lias gehören zu der im Jura nicht gerade häufig vertretenen Gattung *Myoconcha*. Die Klappen sind von mittlerer Grösse, länglich, mit weit nach vorn gerückten Wirbeln. Der am vorderen Ende befindliche Muskeleindruck ist deutlich wahrzunehmen. Da die Steinkerne auf ihrer Oberfläche keinerlei Sculptur aufweisen, so ist eine nähere Artbestimmung schwierig.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (STEINMANN).

Pinna LINNÉ.

Pinna cf. *cuneata* PHILL. — Taf. VI Fig. 11.

Zur Gattung *Pinna*, von welcher bis jetzt noch keine Vertreter aus dem chilenischen Jura bekannt waren, gehören fünf, zum Theil vorzüglich erhaltene Stücke, die von Herrn Dr. PLAGEMANN aus den *Humphriesianus*-Schichten der Provinz Tarapacá gesammelt wurden.

Die beiden besterhaltenen Exemplare sind 85—90 mm lang, von dolchförmiger Form, mit rhombischem Querschnitt. Sie gleichen in jeder Beziehung, so besonders auch in der Art der Verzierung, den in den analogen Schichten von Europa vorkommenden Arten *Pinna cuneata* und *P. Buchi*. Der Unterschied dieser beiden Formen, welcher hauptsächlich darin bestehen soll, dass die Längsrippen auf den Klappen der ersteren etwas weniger scharf hervortreten als auf denjenigen der letzteren, scheint nur ein sehr geringfügiger zu sein, zumal LAUBE ausdrücklich bemerkt, dass die Stärke der Streifung bei *P. cuneata* sehr wechselt. Ob die beiden europäischen Formen daher möglicherweise zu einer und derselben Art gehören, vermag ich nicht zu entscheiden, da mir das nöthige Material hiezu fehlt. Bei den chilenischen Stücken sind die zahlreichen, parallelen Längsstreifen auf den Klappen, wenn auch nicht gerade sehr scharf ausgeprägt, so doch im

Allgemeinen ganz deutlich, nur an einzelnen Stellen werden sie durch die runzeligen, concentrischen Anwachsstreifen nahezu unsichtbar gemacht. Die scharfen Rückenkanten auf den Schalen sind zum Theil abgesprungen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten östlich von Iquique in der Provinz Tarapacá (PLAGEMANN).

Arca LINNÉ.

Arca sp.

Zu *Arca* gehört eine querverlängerte, mässig gewölbte Bivalvenklappe, welche in einem breiten, gerundeten Wirbel endigt. Die Oberfläche der Schale ist mit feinen, concentrischen Streifen versehen, entbehrt jedoch, soweit zu sehen ist, einer radialen Berippung.

Vorkommen: Oberer Lias von der La Guardia in der Cordillere von Copiapó (STEINMANN).

Trigonia BRONGN.

Die Zahl der bisher im Lias überhaupt gefundenen Trigonien ist eine auffallend geringe im Verhältniss zu der grossen Anzahl jüngerer Formen und älterer, als *Myophoria* bezeichneter Vorläufer. Erst im oberen Lias und in den tiefsten Schichten des Dogger erscheint die Gattung in den verschiedensten Gegenden in einiger Häufigkeit.

Im Ganzen sind bis jetzt folgende liasische Arten beschrieben worden:

Trigonia Oviedensis LYC. (LYCETT, Brit. foss. Trig. Suppl. p. 2). Unterer Lias (*Angulatus*-Schichten), Spanien.

Tr. infracostata LYC. (ibid. p. 3). Unterer Lias, Spanien.

Tr. Lingonensis DUM. (LYCETT, Brit. foss. Trig. p. 98). Mittlerer Lias (*Costatus*-Schichten), Rhônebecken, England. ? Mittlerer Lias (γ) (LYC. p. 219).

Tr. modesta TATE (TATE a. BLAKE, Yorkshire-Lias p. 386). Mittlerer Lias (γ), Yorkshire, Westfalen[1].

---

[1] Diese Art wurde von Herrn Dr. MONKE in den *Centaurus*-Schichten des Lias γ bei Eiskum in der Nähe von Herford gesammelt und mir bereitwilligst zur Verfügung gestellt. Sie erreicht in Westfalen nicht einmal die Grösse der englischen Exemplare, zeigt aber im Übrigen dieselben Merkmale, im Besonderen das deutliche Hervortreten der Rippen in der Nähe der Randkante.



Tr. substriata Burm. u. Gieb. (Die Verst. v. Juntas p. 24). Das Alter dieser Form konnte von Behrendsen (Z. d. D. g. G. 1891. p. 387) als wahrscheinlich mittelliasisch bestimmt werden. Mittlerer Lias. Cordillere von Copiapó und Argentinien.

Trigonia literata J. a. B. (Lycett, Brit. foss. Trig. p. 64). Oberer Lias, England.

Tr. pulchella Ag. (ibid. p. 185. Suppl. p. 11). Oberer Lias, England.

Tr. Roseamae v. d. B. (v. d. Borne, Der Jura am Ostufer des Urmia-Sees. p. 24). Oberer Lias, Tasch-kend am Urmia-See.

Dem Lias dürften ferner noch folgende, aber nur unvollkommen bekannte Formen angehören:

Trigonia catenifera Huppé (Gay, Hist. fis. y pal. de Chile. Zool. t. VIII. p. 338). ?Lias, Cordillere von Coquimbo.

Tr. aff. *formosa* Lyc. (Behrendsen, l. c. p. 357). Mittlerer Lias, südargentinische Cordillere.

Wie aus dieser Zusammenstellung hervorgeht, ist bis jetzt noch kein Gebiet bekannt, in welchem liasische Vorläufer der zahlreichen mittel- und oberjurassischen Trigonienformen andauernd sesshaft gewesen sind. Am artenreichsten hat sich nach den neueren Aufsammlungen der südamerikanische Lias herausgestellt. Denn ausser den in obiger Liste angeführten Formen sind durch Steinmann und Möricke noch 4 resp. 5 verschiedene Arten im chilenischen Lias gesammelt worden, deren Erhaltungszustand leider vielfach zu einer genaueren Beschreibung nicht ausreicht. Dieselben vertheilen sich auf den unteren, mittleren und oberen Lias, dazu kommen noch Formen des Unteroolith.

Trigonia gryphitica n. sp. — Taf. III Fig. 5.

Nach der bisher üblichen Bezeichnungsweise würde diese Form in die Gruppe der Undulatae zu stellen sein. Im Schalenumriss und im allgemeinen Charakter der Berippung gleicht sie der jüngeren *Trigonia undulata* From., im Besonderen den bei Lycett, Foss. Trig. Taf. 16 Fig. 9 und Taf. 17 Fig. 5 dargestellten Varietäten. Doch ist bei gleicher Grösse die Knickung der Rippen etwas weniger scharf. In wie weit die Auflösung der Rippen in Knötchen an unserem Stücke vorgeschritten ist, lässt sich jedoch an der etwas abgeriebenen Oberfläche nicht überall mehr genau feststellen; sicher ist

nur, dass schon die ersten Rippen mehr oder weniger eine durch den kreuzenden Verlauf der Zuwachsstreifung bedingte Knickung oder Unterbrechung der Rippen erkennen lassen. Die Entfernung der Rippen von einander ist ungefähr die gleiche wie bei den eng berippten Varietäten der angezogenen Art. Als ein, bei der sonstigen Ähnlichkeit bemerkenswerther Unterschied gegenüber *Tr. undulata* ist das Aufhören der Rippen vor den Randkanten anzuführen. Während die ersten fünf oder sechs Rippen die Kante noch erreichen, schiebt sich bei weiterem Wachsthum ein glattes Band ein, welches gegen den Unterrand zu sich beträchtlich verbreitert. Ein solches Band kehrt bei manchen jungen Formen, z. B. bei *Tr. compta* Lyc. (l. c. Taf. 15 Fig. 5) aus dem Unteroolith wieder. Die feinen Rippchen der Area sind in der Nähe des Wirbels regelmässig und stehen weit von einander ab, bei weiterem Wachsthum werden sie gedrängter und unregelmässiger, indem sie vielfach absetzen und schliesslich in feine, verlängerte Höckerchen sich auflösen. Sowohl an der Rand- wie an der Zonalkante schwellen sie etwas an. Die anfänglich scharf geschnittene Mittelfurche der Area verflacht sich gegen den Hinterrand zu und verschwindet fast ganz. Der Schlossapparat und die Muskeleindrücke der einzigen vorliegenden linken Klappe zeigen nichts Bemerkenswerthes.

Vorkommen: Unterer Lias (Gryphitenkalk), Quebrada de la Viscacha bei Las Amolanas (Möricke).

Trigonia infraclavellata n. sp. — Taf. II Fig. 3.

Obgleich von dieser Form nur 2 unvollständige Exemplare vorliegen, verdient sie doch genauer beschrieben zu werden, weil sie die älteste der sogenannten Clavellatae ist. Das grössere, abgebildete Stück zeigt im Ganzen 17 gedrängt stehende Querrippen, von denen nur die ersten 2 oder 3 concentrisch verlaufen, während die späteren nach unten schwach ausgebuchtet sind und von den feinen Zuwachsstreifen unter spitzen Winkeln geschnitten werden. Durch den ungleichmässigen Zuwachs werden die Rippen anfangs (d. h. in der Nähe des Wirbels) nur fein gekörnelt, später aber in unregelmässiger Weise in Höcker aufgelöst. Man kann bei Betrachtung mit der Lupe deutlich erkennen, dass die Längs-

axe der Hörner und Höcker mit der Zuwachsstreifung parallel läuft. Es entstehen diese Verzierungen also durch Interferenz der Querrippen und des schräg dazu gerichteten Zuwachses; man sieht, wie der Clavellatencharakter zu Stande kommt. Der obere Theil der Area und des Schildchens ist an dem zweiten, kleineren Stücke einigermaassen erkennbar. Erstere zeigt eine Mittelfurche und Querrippen angedeutet. Das Schildchen scheint glatt zu sein. Randkante und Innenkante sind fein gekörnelt. Die Querrippen der Schale erreichen die Randkanten nicht, es bleibt vielmehr zwischen beiden ein glattes Band von nicht sehr bedeutender Breite. Der Wirbel liegt stark nach vorn, ist gerade, oder doch jedenfalls etwas eher vorwärts als rückwärts gebogen. Die Vorderseite ist stark abgestutzt.

Von den zahlreichen, ähnlichen Clavellaten des unteren Dogger kommt wegen ähnlicher Berippung wohl in erster Linie *Trigonia Phillipsii* Mor. a. Lyc. (Lyc. Trig. p. 38. Taf. 6 Fig. 3, 4) in Betracht, doch sind bei dieser Form die Rippen an der Randkante viel stärker nach oben gebogen und stossen auch nicht von der Randkante ab. Wegen ähnlicher Berippung, namentlich wegen des Auftretens eines glatten Bandes, ist auch *Tr. spinulosa* Y. a. B. (l. c. p. 144. Taf. 3 Fig. 4—6) zum Vergleich herbei zu ziehen. Aber auch diese, sowie andere, ebenfalls ähnliche Formen (z. B. *Tr. Sharpiana* Lyc. p. 79. Taf. 16 Fig. 3—6) zeigen durchgängig ein starkes Aufwärtsbiegen der Rippen und ein glattes Band zwischen Rippe und Kante, welches am Unterrand schliesslich $\frac{1}{5}$—$\frac{1}{6}$ der Schalenbreite (ohne Area gerechnet) erreicht. Dieses sehr bezeichnende Merkmal kehrt in gleicher Weise bei gewissen Varietäten von *Tr. compta* Lyc. aus dem englischen Unteroolith wieder (Lyc. l. c. Taf. 15 Fig. 5), ist mir aber von keiner anderen, sonst nahe stehenden Art bekannt. *Tr. costatula* Lyc. (l. c. Taf. 15 Fig. 8—10), welche das glatte Band ebenfalls aufweist, unterscheidet sich hinreichend durch das Fehlen des Knickens der Rippen. In der Nähe des schwach rückwärts gebogenen Wirbels ist die Area scharf abgesetzt, indem sowohl die Randkante, als auch die Innenkante deutlich hervortreten. Eine scharf geschnittene Furche theilt das Arealfeld in einen breiteren,

unteren und einen schmäleren oberen Theil; die concentrischen Rippen sind scharf und regelmässig. Bei weiterem Wachsthum runden sich die Kanten der Area ab. Die Furche verflacht sich, und die concentrischen Rippen werden unregelmässig, indem sie zunächst zu beiden Seiten der Mittelfurche nicht mehr correspondiren, weiterhin nehmen sie einen mehr geschwungenen Verlauf, setzen einfach ab, und feine Streifen schieben sich dazwischen. Gegen die Kanten schwellen sie zu feinen Knötchen an. Die Fläche des Schildchens ist nur schwach ausgehöhlt, von der Area aber scharf abgesetzt. Das Schloss und die Muskeleindrücke der allein vorliegenden, linken Klappen zeigen die normalen Charaktere von *Trigonia.* Wir haben diese Form wohl als die Vorläuferin gewisser Varietäten der jungen *Tr. compta* Lyc. anzusehen, welche sich durch stärkere Knickung der Rippen, durch Zurücktreten der concentrischen Sculptur auf der Area und durch das Auftreten einer schwachen Mittelkante auf der Area unterscheidet.

Vorkommen: Unterer Lias (Gryphitenkalk) von Las Amolanas (Steinmann).

Trigonia aff. *bella* Lyc.

Aus dem oberen Lias von La Guardia im Thal von Jorquera stammt eine von Steinmann gesammelte *Trigonia* aus der Gruppe der Costatae, welche sich leider in einem dürftigen Erhaltungszustande befindet. Am Nächsten dürfte sie der von Lycett aus dem englischen Unteroolith beschriebenen *Tr. bella* (l. c. p. 102 Taf. 32 Fig. 6, 7) stehen.

Trigonia cf. *substriata* Giebel.

Burmeister u. Giebel l. c. p. 24 Taf. 2 Fig. 7.
Behrendsen l. c. I. p. 387—388.

Dürftig erhaltene Reste einer *Trigonia*, die z. Th. mit obiger Form ident sein mögen, wurden von Steinmann im mittleren Lias zwischen La Guardia und Jorquera im Thal von Jorquera gesammelt. Sie liegen in einem grauen, tuffigen Kalkstein.

Eine nahe verwandte, aber feiner und enger berippte Form fand sich im oberen Lias der Quebrada de las Trancas bei Amolanas im Thale von Copiapó im rothen kieseligen Kalk zusammen mit oberliasischen Ammoniten (Steinmann).

Trigonia exotica n. sp. — Taf. I Fig. 9 u. Taf. VI Fig. 9.

Mit diesem Namen bezeichne ich eine Trigonienform aus den *Humphriesianus*-Schichten, welche der *Trigonia signata* (Ag.) Lycett l. c. p. 29 Taf. 2 Fig. 1, 3 nahe steht, aber nicht mit ihr vereinigt werden kann. Der Wirbel unserer Form ist spitzer und stärker rückwärts gebogen. Die Rippen sind etwas enger und stossen unter einem viel spitzeren Winkel an die Randkante. Sie verlaufen von dort aus nicht in gleichmässigem Schwunge nach vorn, sondern erleiden auf dem vorderen Theile der Schale einen Knick, der bei den älteren Rippen kaum angedeutet, bei den jüngeren aber sehr scharf ausgeprägt ist. Von dem Knick aus laufen die Rippen ziemlich genau in der Richtung des concentrischen Anwachses; ihre Höcker sind auf diesem Theile sehr schwach. Dadurch gewinnt unsere Form eine auffallende Ähnlichkeit mit *Tr. clapensis* Trqm. (Bull. soc. géol. de France. 2 sér. T. IX. p. 110 Taf. 11 Fig. 31—39), von welcher sie sich im Wesentlichen nur durch das steilere Abwärtssteigen der Rippen von der Randkante unterscheidet.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann), Canales bei Melon (Plagemann).

Trigonia Gottschei n. sp. — Taf. VI Fig. 7, 8.

Aus dem Unteroolith des Espinazito hat Gottsche eine *Trigonia* als *Tr. praelonga* beschrieben, welche eine ziemlich isolirte Stellung einnimmt; dieselbe vereinigt die Merkmale der V-förmig berippten Undulatae mit einer sehr stark verquerten Gestalt. Eine ähnliche Form ist im chilenischen Dogger weit verbreitet. Sie unterscheidet sich von *Tr. praelonga* vor Allem durch die zartere und engere Berippung. Der von der Randkante nach unten verlaufende Ast der Rippen ist ganz fein gekörnelt und nach hinten zurückgebogen, während derselbe bei *Tr. praelonga* mehr nach vorn gebogen und mit groben Körnchen bedeckt ist. Der wagerechte Ast scheint unzertheilt zu sein wie bei *Tr. praelonga*. Die Area wird nur von feinen, concentrischen Streifen verziert. Eine Mittelfurche trennt sie in 2 Theile. Derselben entspricht im Innern der Schale eine Siphonalleiste, welche auf dem Stein-

kern eine tiefe Furche zurücklässt, ein Merkmal, welches sich bei den cretaceischen Scabrae wiederfindet. Der vor der Mittelfurche gelegene Theil der Area wird noch von 2 weniger tiefen Furchen durchzogen, ein Merkmal, welches bei anderen jurassischen Formen meines Wissens unbekannt ist.

Eine entfernte habituelle Ähnlichkeit ist eben auch durch diese Furchen mit *Tr. diversicostata* Whiteaves aus dem Neocom (?) von Canada gegeben.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles (Steinmann); gleichalteriger Porphyrittuff östlich von Iquique (Plagemann).

Trigonia Stelzneri Gottsche.

Trigonia Stelzneri Gottsche l. c. p. 24 Taf. 6 Fig. 1.

Gottsche hat unter diesem Namen eine ziemlich grosse, zu den Costaten gehörige Trigonienform aus dem Unteroolith vom Espinazito beschrieben. Zwei Trigonienschalen aus den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas und eine aus den analogen Schichten östlich von Iquique gehören dieser Art an. Sie zeichnen sich sämmtlich durch den für diese Art besonders charakteristischen hohen Wirbel aus. Die concentrischen Rippen auf der Oberfläche der Schale sind bei den vorliegenden Stücken etwas gröber und treten schärfer hervor, als es nach der von Gottsche gegebenen Abbildung bei dem Exemplar vom Espinazito der Fall zu sein scheint. Von europäischen Arten hat *Trigonia elongata* Sow. aus dem Callovian, und zwar besonders die breitere Varietät derselben, die meiste Ähnlichkeit mit unserer Form.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Manflas (Möricke), Porphyrittuffe östlich von Iquique (Plagemann), Espinazito (Stelzner).

Cardinia Ag.

Cardinia cf. *Deshayesi* Tqm.

Eine *Cardinia* aus dem Gryphitenkalk gleicht sowohl in der Grösse und der äusseren Form, als auch in der Sculptur der Schale, welche aus scharf hervortretenden, runzeligen, concentrischen Anwachsstreifen besteht, sehr der *C. Deshayesi* aus dem unteren Lias von Luxemburg.

Vorkommen: Unterer Lias der Sierra de la Ternera (Steinmann).

Astarte Sow.

Astarte Beneckei n. sp. — Taf. VI Fig. 3.

Eine gut erhaltene, rechte Klappe und zwei Wirbel liegen von dieser grossen Species aus den *Humphriesianus*-Schichten vor. Die Schale ist sehr dick, mässig gewölbt, von etwas quer verlängerter, ovaler Form, nach hinten abgerundet, mit kräftigem, seitwärts gebogenem Wirbel am vorderen Ende. Area und Lunula sind gut entwickelt; letztere ist stark vertieft. Die Oberfläche ist mit vielen, runzeligen, concentrischen Anwachsstreifen bedeckt. Das Schloss ist nicht bekannt. Die Länge der Schale beträgt bei unserem Exemplar 90 mm, die grösste Breite 70 mm.

Gottsche beschrieb aus dem Unteroolith vom Espinazito eine ähnliche grosse Form unter dem Namen *Astarte andium*, dieselbe hat jedoch einen anderen Umriss und eine etwas andere Wölbung der Klappe. Grosse Formen von *Astarte* werden auch im Unteroolith von Europa öfters angetroffen, jedoch scheint keine der mir bekannten Arten in besonders naher Beziehung zu unserer Form zu stehen, so dass ich mich genöthigt sehe, sie als neue Art anzusprechen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles (Steinmann).

Astarte gracilis n. sp. — Taf. II Fig. 7.

Die mässig gewölbten Schalen dieser Art endigen in spitzen Wirbeln. Am Innenrand der Klappen bemerkt man eine deutliche Kerbung. Die Sculptur der Aussenseite besteht aus regelmässigen, feinen, concentrischen Streifen, welche nahe beisammen stehen. Das Schloss bietet nichts Bemerkenswerthes. Diese Art kommt häufig in den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas vor, sie unterscheidet sich von der in den analogen Schichten von Caracoles so überaus häufigen *Astarte Puelmae* Steinm. einerseits durch ihren weniger gerundeten Umriss, andererseits aber auch dadurch, dass ihre concentrischen Streifen auf der Oberfläche der Klappen weit weniger grob sind. Näher steht unsere Art der *Astarte elegans* Sow. aus den *Humphriesianus*-Schichten von Europa, von

welcher sie sich nur durch ganz geringe Merkmale unterscheidet, so dass man sie vielleicht mit derselben identificiren könnte.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann, Möricke), Porphyrittuff östlich von Iquique (Senckenbergianum).

Astarte mirabilis n. sp. — Taf. V Fig. 4.

Zwei ganz flache Klappen aus den *Humphriesianus*-Schichten erinnern in der Sculptur der Schale etwas an *Astarte clandestina* Gottsche aus dem Unteroolith vom Espinazito, weichen aber in der Form erheblich von derselben ab. Der Umriss der Schale ist nahezu dreieckig und der Wirbel ziemlich spitz. Die Sculptur der Klappen besteht aus ungefähr 18 durch kleine Zwischenräume von einander getrennten, ziemlich kräftigen, concentrischen Streifen, welche häufig etwas wellig gebogen sind und in der Nähe der Seitenränder der Klappe fast unter rechtem Winkel nach oben umbiegen. Der Innenrand der Schale scheint nicht gekerbt zu sein. Sowohl die ganz flache, fast dreieckige Gestalt, als besonders auch die eigenthümliche Schalenverzierung verleihen dieser Art ein merkwürdiges Aussehen. Besonders nahe Beziehungen zu anderen, schon bekannten Arten scheinen nicht vorhanden zu sein.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Astarte Puelmae Steinm.

Astarte Puelmae Steinmann l. c. p. 262 Taf. 13 Fig. 4.

Diese in den *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles überaus häufige Muschel, welche von Steinmann beschrieben und abgebildet wurde, ist auch in den gleichen Schichten in der weiteren Umgebung von Iquique verbreitet, woselbst sie sich mit der ihr verwandten *Astarte gracilis* zusammen vorfindet.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten östlich von Iquique (Senckenbergianum), Caracoles (Steinmann).

Lucina Brug.

Lucina atacamensis n. sp. — Taf. IV Fig. 10a, b.

Der Umriss der dicken, ziemlich gewölbten Schale ist gerundet. Die nicht sehr spitzen Wirbel liegen etwas hinter der Mitte. Die Oberfläche der Klappen ist mit concentrischen Zuwachsstreifen versehen, welche zwar schon auf der äussersten Spitze des Wirbels beginnen, jedoch erst in der Nähe des Hinterrandes der Schale schärfer hervortreten. *Lucina laevis* Gottsche aus dem Unteroolith vom Espinazito zeigt einige Ähnlichkeit, die Klappen derselben sind jedoch weniger gewölbt und die concentrischen Streifen auf der Oberfläche weniger deutlich. Zusammen mit *Belemnites* cf. *paxillosus* Schloth.

Vorkommen: Mittlerer resp. oberer Lias der Sierra de la Ternera (Möricke).

Lucina cf. *Goliath* Gottsche.

Lucina Goliath Gottsche l. c. p. 28 Taf. 5 Fig. 11a, b.

Zwei grosse Lucinen aus dem Unteroolith haben nur wenig gewölbte Klappen, deren Wirbel ungefähr in der Mitte liegen. Die Schale lässt, soweit sie bei den beiden vorliegenden Stücken noch erhalten ist, auf ihrer Oberfläche relativ kräftige concentrische Rippen erkennen, während auf den Steinkernen hingegen jegliche Sculptur fehlt. *Lucina Goliath* aus dem Unteroolith vom Espinazito, mit welcher unsere Stücke in Grösse und Form zu vergleichen sind, hat nach der Beschreibung von Gottsche noch feine vom Wirbel auslaufende Radialstreifen, welche bei unseren Exemplaren nicht wahrzunehmen sind.

Vorkommen: Unteroolith von Peñon in der Quebrada de Maricunga (Steinmann), Espinazito (Stelzner).

Lucina plana Ziet.

Lucina plana Gottsche l. c. p. 27 Taf. 5 Fig. 7—8.
L. plana Steinmann l. c. p. 261.

Angehörige dieser Art wurden schon mehrfach aus der argentinisch-chilenischen Cordillere angeführt. Auch aus den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas liegen mehrere Stücke vor, deren Schalen mit ebenso kräftigen, concentrischen Rippen

verziert sind, wie es bei den von GOTTSCHE abgebildeten Exemplaren vom Espinazito der Fall ist. In Europa gehört die Art bekanntlich der Unterregion des Unteroolith an.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (STEINMANN, MÖRICKE), Caracoles (Museum Strassburg), Espinazito (STELZNER).

Isocardia sp.

Der Steinkern einer ziemlich kleinen, aufgeblähten Bivalve von herzförmigem Umriss und mit stark gekrümmten, auswärts gedrehten Wirbeln ist zu *Isocardia* zu stellen. Da auf dem Steinkern sich keinerlei Verzierung mehr erkennen lässt, so ist eine nähere Bestimmung nicht wohl durchführbar.

Vorkommen: Aus dem oberen Lias der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (STEINMANN).

Pholadomya Sow.

Pholadomya andina n. sp. — Taf. I Fig. 8.

Diese Art ist von mittlerer Grösse mit kurzer, abgerundeter Vorderseite. Das hintere Ende ist verlängert, verschmälert und gleichfalls abgerundet. Die Sculptur der Schale besteht aus einer grossen Anzahl regelmässiger, erhabener, concentrischer Streifen, welche von der äussersten Spitze des Wirbels bis zum Hinterrand hin gleichmässig scharf hervortreten. Nur auf der vorderen Partie der Klappe bemerkt man sechs schwache Radialrippen, welche von dem breiten Wirbel nach dem Hinterrand zu verlaufen. Von europäischen Arten stimmt hauptsächlich *Ph. corrugata* KOCH u. DUNKER in Grösse und äusserer Form gut mit unseren Exemplaren überein. Jedoch sind die concentrischen Streifen auf den Klappen bei der chilenischen Art regelmässiger und mehr erhaben, die Radialrippen hingegen schwächer und weniger zahlreich als bei *Ph. corrugata*. *Ph. andina* gehört dem oberen Lias an, während die ihr verwandte *Ph. corrugata* im unteren und mittleren Lias zu Hause ist.

Vorkommen: Oberer Lias von Peñon in der Quebrada de Maricunga (STEINMANN).

Pholadomya fidicula Sow.

Pholadomya fidicula Bayle et Coq. l. c. p. 27 Taf. 7 Fig. 7.
Ph. fidicula Huppé in Gay p. 376.
Ph. fidicula Gottsche l. c. p. 33 Taf. 7 Fig. 1.
Ph. cf. *fidicula* Behrendsen l. c. II. p. 12.

Diese Art unterscheidet sich in keinem wesentlichen Punkt von ihren europäischen Verwandten; sie gehört zu den häufigeren Versteinerungen im chilenischen Jura. In Europa tritt *Ph. fidicula* nach Oppel in der Zone des *A. opalinus* auf, geht aber bis in die *Parkinsoni*-Schichten herauf. Die vorliegenden Stücke aus der Cordillere von Copiapó kommen mit oberliasischen Formen vor. Gottsche beschrieb sie aus dem Unteroolith vom Espinazito.

Vorkommen: Quebrada de Calquis bei Las Amolanas (Steinmann), Doña Anna (Domeyko), Espinazito (Stelzner), Catantil (Bodenbender).

Pholadomya Plagemanni n. sp. — Taf. VI Fig. 2.

Eine *Pholadomya*-Art aus den zu den *Humphriesianus*-Schichten gehörigen Porphyrittuffen der Provinz Tarapacá erinnert in ihrer Form am meisten an *Ph. fidicula* Sow., ist jedoch etwas schlanker und fast noch länger als diese. Die Zahl der sehr kräftigen, nach hinten gerichteten Rippen auf der Oberfläche einer Klappe beträgt 13—14, also weit weniger als bei *Ph. fidicula*, welche nach Mösch zwischen 20 und 36 Rippen besitzt. Auch sind die Rippen durch viel breitere Zwischenräume von einander getrennt, als es bei der europäischen Art der Fall ist. In dieser Hinsicht gleicht sie mehr *Ph. abbreviata* Huppé aus dem Unteroolith von Chile und Argentinien, weicht aber, abgesehen davon, dass sie eine noch geringere Anzahl von Rippen als diese hat, schon durch ihre viel längere Gestalt ganz bedeutend von derselben ab. Man kann *Ph. Plagemanni* als ein Bindeglied zwischen *Ph. fidicula* und *Ph. abbreviata* ansehen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten östlich von Iquique (Plagemann, Senckenbergianum).

Pholadomya cf. *Voltzi* Ag.

Pholadomya? Voltzi Burmeister u. Giebel l. c. p. 25.

Drei Exemplare einer *Pholadomya*-Art aus dem mittleren Lias haben eine ähnliche Form wie die europäische Art.

Ebenso ist die Sculptur der Schale eine ganz analoge. Dieselbe besteht aus etwas erhabenen, regelmässigen, concentrischen Streifen, welche auf der äussersten Spitze des Wirbels beginnen und bis zum Hinterrand der Klappe fortsetzen. Vom Wirbel aus ziehen sich mehrere, nur schwach hervortretende Radialrippen nach dem Hinterrand der Schale hin. *Ph. Voltzi* Ag. gehört auch in Europa dem mittleren Lias an.

Vorkommen: Mittlerer Lias zwischen Jorquera und La Guardia (Steinmann), Juntas (Burmeister).

Arcomya Ag.

Arcomya Senckenbergi n. sp. — Taf. VI Fig. 1.

Die Muschel, von welcher nur ein Exemplar vorliegt dessen Hinterseite abgebrochen ist, besitzt bei geringer Dicke eine sehr beträchtliche Länge. Der Schalenrand ist fast vollständig gerade, und die stumpfe Kante, welche für diese Gattung charakteristisch ist, tritt auf der hinteren Partie deutlich hervor. Die Vorderseite der Muschel springt ziemlich stark vor. Die concentrischen Falten auf der Oberfläche sind zwar deutlich wahrzunehmen, ohne jedoch sehr ausgeprägt zu sein. In ihrer schlanken, langen Gestalt erinnert die Art noch am meisten an *Arcomya helvetica* Ag. aus dem Malm im Schweizer Jura, unterscheidet sich aber von derselben dadurch, dass sie etwas höher ist als diese, und dass ihr Schalenrand nicht abwärts, sondern fast ganz gerade verläuft.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten östlich von Iquique (Senckenbergianum).

Pleuromya Ag.

Pleuromya cf. *liasina* Schübl.

Zwei kleine Bivalven-Steinkerne, bei welchen die Klappen am Schlossrand etwas verschoben und deren Oberfläche mit deutlichen Zuwachsstreifen versehen sind, gleichen jüngeren Exemplaren der im unteren und mittleren Lias von Europa häufigen Art.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Mine Amolanas (Steinmann).

Pleuromya cf. *meridionalis* Dum.

Ein glatter Steinkern einer *Pleuromya* aus dem mittleren Lias mit verlängerter und zusammengedrückter Hinterseite

lässt sich in der Form mit der Art aus dem mittleren Lias des Rhônebeckens vergleichen.

Vorkommen: Mittlerer Lias zwischen Jorquera und La Guardia (Steinmann).

Gresslya Ag.

Gresslya gregaria Ziet.

Einen Zweischaler aus den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas glaube ich unbedenklich zu der in Europa in den gleichen Schichten so häufigen Art rechnen zu dürfen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Möricke), Porphyrittuff östlich von Iquique (Plagemann).

Ceromya Ag.

Ceromya Steinmanni n. sp. — Taf. III Fig. 4.

Von dieser Art liegen zwei rechte Klappen vor, welche einen herzförmigen Umriss haben und nur wenig gewölbt sind. Die Schalen sind von sehr beträchtlicher Dicke und weisen auf ihrer Oberfläche ungefähr in der Mitte eine schwache Depression auf, welche sich aus der Nähe des Wirbels bis in die Nähe des Hinterrands erstreckt. Der Wirbel läuft spitz zu und ist stark eingerollt. Die Sculptur der Schale besteht aus einer grossen Anzahl sehr regelmässig verlaufender, concentrischer Anwachsstreifen. Innerhalb der Klappe zieht sich, etwas unterhalb des Wirbels beginnend, dem Schalenrande entlang eine lange, schmale Leiste nach hinten, welche die für die Steinkerne von *Ceromya* charakteristische, nach hinten gerichtete Furche zu erzeugen pflegt. Am meisten Ähnlichkeit hat unsere Art mit *C. concentrica Aalensis* Quenst. aus dem unteren Dogger von Schwaben. Die Schale ist jedoch kleiner und weniger gewölbt, auch ist der Wirbel etwas schmäler als bei dieser.

Vorkommen: Unterster Dogger von Peñon in der Quebrada de Maricunga (Steinmann).

Ceromya sp.

Ein kleiner, glatter Steinkern einer Muschel mit stark nach aussen gedrehten Wirbeln dürfte zu *Ceromya* zu stellen

sein, jedoch lässt das dürftige Stück eine sichere Bestimmung nicht zu.

Vorkommen: Oberer Lias aus der Quebrada de las Trancas (Steinmann).

Cercomya Ag.

Cercomya Iglesia n. sp. — Taf. II Fig. 8.

Zwei Steinkerne einer *Cercomya*-Art aus dem oberen Lias oder untersten Dogger sind grösser und plumper als die gleich zu erwähnende *Cercomya undulata* aus den *Humphriesianus*-Schichten. In dieser Hinsicht gleicht die in Rede stehende Art mehr der *Cercomya pinguis* Ag. aus dem Unteroolith von Europa, hat jedoch weit gröbere, concentrische Falten als diese. Die in die Länge gezogene Hinterseite der Schale biegt sich etwas aufwärts; leider ist jedoch die vorderste Partie derselben bei den beiden vorliegenden Stücken abgebrochen.

Vorkommen: Oberer Lias resp. unterster Dogger, Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

Cercomya undulata Sow.

Aus den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas liegt eine Muschel vor, welche sich in der Form nicht von der in den analogen Schichten von Europa heimischen Art unterscheidet. Bei dem einzigen vorhandenen Stück ist das vorderste Ende der verschmälerten und verlängerten Hinterseite abgebrochen. Die concentrischen Falten auf der Oberfläche der Klappen sind noch deutlich wahrzunehmen.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann).

D. Brachiopoda.

Lingula Brug.

Lingula cf. *Metensis* Tqm. — Taf. V Fig. 10.

Eine kleine *Lingula*-Art, deren Grösse bei den einzelnen Exemplaren sich zwischen 4 und 11 mm bewegt, hat einen länglichen, ovalen Umriss, spitzen Wirbel und gerundeten Stirnrand. Die grösste Breite der ziemlich flachen Schale befindet sich nahezu in der Mitte. Die Oberfläche ist glänzend, von blaugrauer Farbe und mit deutlichen Zuwachsstreifen

versehen. Die Art steht der unterliasischen *Lingula Metensis* Tqm. recht nahe und findet sich in ziemlicher Menge in einem durch Eisenoxyd röthlich gefärbten Sandstein.

Vorkommen: Unterer Lias der Sierra de la Ternera (Steinmann), Mine Amolanas (Möricke).

Lingula Plagemanni n. sp. — Taf. V Fig. 9.

In einem schwärzlichen, tuffartigen Gestein von Canales bei Melon finden sich mehrere dünne, nur ganz schwach convexe Schalen einer *Lingula*-Art, welche grösser und weniger schlank sind als die der zuvor beschriebenen Form. Die Länge schwankt bei den einzelnen Individuen zwischen 12 und 15 mm. Die Breite beträgt etwas mehr als die Hälfte der Länge. Der Wirbel ist nicht sehr spitz und der Stirnrand abgerundet. Zahlreiche, feine, aber ausserordentlich deutliche concentrische Anwachsstreifen bedecken die Oberfläche der Schale. In einem grauen Kalkstein aus den *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles liegt eine ganz ähnliche, nur ein wenig grössere *Lingula*, welche mit der Art von Melon ident sein dürfte. Von europäischen Formen hat *Lingula Beanii* Phil. aus den *Sauzei*-Schichten in Grösse und Umriss grosse Ähnlichkeit mit der chilenischen Art.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Canales in der Küstencordillere von Melon (Plagemann), Caracoles (Steinmann, erhalten von Hohmann).

Spiriferina d'Orb.

Spiriferina rostrata Schloth.

Spirifer chilensis Forb. in Darwin l. c. p. 267 Taf. 5 Fig. 15 u. 16.
Sp. linguiferoides Forb. in Darwin l. c. p. 267, 268 Taf. 5 Fig. 17 u. 18.
Sp. tumidus Bayle et Coq. l. c. p. 19 Taf. 7 Fig. 11 u. 12.
Sp. tumidus Huppé in Gay. l. c. p. 407.
Sp. rostratus Davidson, British fossil Brachiopoda p. 21.
Sp. rostratus und *Sp. chilensis* Burmeister u. Giebel l. c. p. 15 u. 16.

Nächst *Gryphaea Darwini* und *Lithotrochus Humboldti* die häufigste Versteinerung im unteren Lias von Chile. Aus dem reichlich vorhandenen Material lässt sich ersehen, dass sowohl nahezu glatte Exemplare mit kaum angedeutetem

Wulst und Sinus vorkommen, als auch solche, bei welchen neben deutlicher Berippung Sattel und Bucht scharf hervortreten. Eine Trennung auf Grund dieser Merkmale in zwei verschiedene Arten, wie es FORBES versuchte, ist jedoch nicht wohl durchführbar, da die beiden extremen Formen durch Übergänge mit einander verbunden sind. Die chilenische Art entspricht vielmehr, wie DAVIDSON wohl zuerst bemerkt hat, der europäischen *Spiriferina rostrata*, welche gleichfalls sehr variirt und deshalb früher auch in verschiedene Arten zerlegt wurde. Die nahezu glatten Exemplare der chilenischen Art entsprechen der eigentlichen *Sp. rostrata*, während die stärker berippten Individuen mit der früher unter dem Namen *Sp. tumida* bekannten Form zu vergleichen sind.

Sp. rostrata kommt in Mitteleuropa und in der mediterranen Provinz sowohl im unteren, als auch besonders häufig im mittleren Lias vor, während die Art in Chile auf den unteren Lias beschränkt zu sein scheint.

Vorkommen: Sierra de la Ternera (STEINMANN), Las Amolanas (STEINMANN, MÖRICKE), Rio claro im Thal von Coquimbo und Cordillere von Guasco (DARWIN), Tres Cruces und Manflas (DOMEYKO), Juntas (BURMEISTER).

Spiriferina cf. *Münsteri* DAV.

Aus dem oberen Lias liegen einige Stücke von Spiriferinen vor, welche leider alle ziemlich schlecht erhalten sind. Dieselben weichen in ihrem ganzen Habitus beträchtlich von der im unteren chilenischen Lias so häufigen *Spiriferina rostrata* ab und schliessen sich vielmehr enge an gewisse Varietäten der europäischen *Sp. Walcotti* an, die theils durch grössere Höhe der Area, theils durch grössere Zahl der Rippen von der normalen Art abweichen und als *Sp. Münsteri* und *quinqueplicata* bezeichnet werden. In Schwaben gehen diese Formen bis in Lias δ, vielleicht sogar noch bis in ε hinauf.

Wie in Europa treten auch in Chile Angehörige der Gattung *Spiriferina* im oberen Lias nur noch ganz vereinzelt und als Seltenheiten auf.

Vorkommen: Oberer Lias bei der Mine Amolanas, Quebrada de las Trancas und La Guardia in der Cordillere von Copiapó (STEINMANN).

Rhynchonella Fischer.

Rhynchonella plicatissima et *belemnitica* Quenst.

Zum grossen Theil *Terebratula aenigma* Forb. non d'Orb. in Darwin l. c. p. 215 Taf. 5 Fig. 10, 11, 12.
Terebratula aenigma Burmeister u. Giebel l. c. p. 18.

Eine Anzahl kleiner Rhynchonellen, welche sich nicht gerade häufig im chilenischen Gryphitenkalk finden, entsprechen recht gut den aus dem unteren Lias von Europa unter den Namen *Rhynchonella plicatissima* und *belemnitica* bekannten Formen. Hieher gehört offenbar auch die kleine, von Forbes als *Terebratula aenigma* bezeichnete Rhynchonellen-Art, welche sich bei Coquimbo, Guasco und Copiapó zusammen in denselben Schichten mit echt unterliasischen Arten wie *Gryphaea Darwini*, *Lithotrochus Humboldti* und *Spiriferina rostrata* vorfand. Gleichfalls sind hieher die von Burmeister im unteren Lias von Juntas gesammelten Rhynchonellen zu rechnen, welche Giebel mit *Rh. amalthei* Quenst. verglichen hat. Von letzterer Art unterscheiden sich unsere Exemplare durch weniger zahlreiche und weniger feine Rippen. Man findet unter ihnen sowohl stark aufgeblähte, als auch mehr flache Formen. Wulst und Sinus sind stets scharf ausgeprägt und meist mit drei bis vier Rippen versehen. Bei einzelnen Stücken sind die Rippen etwas zahlreicher und feiner, als es bei den übrigen der Fall ist. Zu bemerken ist noch, dass unsere Stücke mit der echten *Rh. aenigma* d'Orb., welche bedeutend grösser ist und höchstwahrscheinlich überhaupt nicht aus dem Lias, sondern aus dem Dogger stammt, nichts zu thun haben.

Vorkommen: Unterer Lias der Sierra de la Ternera und Las Amolanas (Steinmann), bei Coquimbo, Guasco und Copiapó (Darwin), Juntas (Burmeister).

Rhynchonella caracolensis Gottsche.

Rhynchonella caracolensis Gottsche l. c. p. 44 Taf. 4 Fig. 8.

Diese schöne, ziemlich grosse *Rhynchonella*-Art war bis jetzt nur aus den *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles, wo sie allerdings recht häufig ist, bekannt. Nun liegen von dieser Art auch zwei Stücke aus den weiter im Norden befindlichen, analogen Schichten, östlich von Iquique vor.

Von den übrigen Localitäten, an welchen *Humphriesianus*-Schichten nachgewiesen worden sind, ist die Art hingegen bis jetzt noch nicht bekannt geworden, sie scheint hier durch die ihr einigermaassen ähnliche, aber doch in nicht unwesentlichen Merkmalen von ihr abweichende *Rh. manflasensis* vertreten zu werden.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten östlich von Iquique (Senckenbergianum), Caracoles (Steinmann und andere).

Rhynchonella manflasensis n. sp. — Taf. V Fig. 7 a, b, c.

Mit diesem Namen bezeichne ich eine *Rhynchonella*-Art, welche in grosser Anzahl in der oberen Region der *Sauzei*-Schichten, resp. in den untersten Horizonten der *Humphriesianus*-Schichten von Manflas vorkommt. Die in beträchtlicher Anzahl vorliegenden Stücke sind meist etwas breiter als hoch. Die ziemlich flache, grosse Klappe besitzt einen breiten, mehr oder weniger deutlichen Mediansinus, welchem auf der stark gewölbten kleinen Klappe ein Medianwulst entspricht. Die Oberfläche der Klappe ist mit meist 10 überaus kräftigen, scharfkantigen Rippen versehen. Dem Wulst gehören hievon gewöhnlich 3 und dem Sinus 2 Rippen an. Der Schnabel ist kurz, spitz und gebogen. Das Foramen ist recht klein und wird von einem nicht gut wahrnehmbaren Deltidium begrenzt. In der kräftigen, scharfkantigen Berippung erinnert *Rhynchonella manflasensis* etwas an *Rh. caracolensis* Gottsche, hat aber etwas weniger zahlreiche Rippen und vor Allem ein viel kleineres Foramen als diese. Ferner hat unsere Art sowohl in der Berippung als auch in der geringen Grösse des Foramen manche Ähnlichkeit mit gewissen Formen aus dem Unteroolith der mediterranen Provinz, welche unter den Namen *Rh. Vigilii* Leps., *Erycina* di Stef. und *Matiolii* di Stef. bekannt sind. Von diesen weicht sie hauptsächlich durch ihre etwas bedeutendere Grösse, sowie durch das Fehlen einer Asymmetrie der Form, welche bei den europäischen Arten meist vorhanden zu sein pflegt, ab. Einige Steinkerne aus dem Unteroolith von Melon dürften gleichfalls zu *Rh. manflasensis* gehören.

Vorkommen: Obere Region der *Sauzei*-Kalke in der

Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann, Möricke), Canales in der Küstencordillere von Melon (Plagemann).

Rhynchonella tetraëdra Sow.

Terebratula tetraëdra Bayle et Coq. l. c. p. 17 Taf. 7 Fig. 9—10.
Rhynchonella tetraëdra Behrendsen l. c. p. 396.

Eine grössere Anzahl mittelgrosser Rhynchonellen aus dem mittleren und oberen Lias gehört zur Gruppe der *Rhynchonella tetraëdra* Sow. Ein Theil mag sich vielleicht auch noch mehr an die der erstgenannten Art sehr nahe verwandte *Rh. triplicata* anschliessen. Die ungefähr ebenso breiten als hohen Formen haben einen spitzen und ziemlich gekrümmten Schnabel. Wulst und Sinus sind durchweg scharf ausgeprägt. Die Schale ist mit scharfkantigen Rippen versehen, von welchen drei bis vier, seltener fünf auf den Wulst kommen. Das Deltidium ist discret und das Foramen klein. In Europa findet sich die Art wie in Chile sowohl im mittleren, als auch im oberen Lias.

Vorkommen: Mittlerer und oberer Lias der Quebrada de la Iglesia bei Manflas, Quebrada de las Trancas bei Las Amolanas und Mine Amolanas, zwischen Jorquera und La Guardia, Peñon in der Quebrada de Maricunga (Steinmann), Manflas (Domeyko), Portezuelo ancho (Bodenbender).

Rhynchonella triplicata Quenst.

Die ungefähr ebenso breite als lange Form hat sehr markirten Wulst und Sinus, welche meist je vier scharfkantige Rippen tragen. Der Schnabel ist spitz und stark gebogen, Deltidium discret und das Foramen ziemlich klein. Wie die europäische Art, mit welcher die chilenische Form gut übereinstimmt, findet sie sich zahlreich im mittleren Lias, reicht jedoch noch bis in den oberen Lias hinauf.

Vorkommen: Mittlerer und oberer Lias der Quebrada de la Iglesia, Mine Amolanas, zwischen Jorquera und La Guardia, Peñon in der Quebrada de Maricunga (Steinmann).

Terebratula King (emend. Davidson).

Terebratula copiapensis n. sp. — Taf. II Fig. 5a, b, c.

Diese Art ist durchschnittlich von mittlerer Grösse und durchweg höher wie breit. Die beiden Klappen sind nahezu

gleich stark gewölbt, und der Stirnrand ist mehr oder weniger ausgebuchtet. Der kurze und dicke Schnabel presst sich so dicht an die kleine Klappe an, dass vom Deltidium nichts wahrzunehmen ist. Das Foramen ist ziemlich gross. Die Oberfläche der Klappen ist mit deutlichen, concentrischen Streifen versehen, welche besonders gegen den Stirnrand hin scharf hervortreten. Die zahlreich vorliegenden Stücke fanden sich zusammen mit *Harpoceras subplanatum* Opp. in den Schichten des oberen Lias. Am nächsten steht unsere Art der *Terebratula perovalis* Sow. aus dem Unteroolith, als deren Vorgängerin sie wohl angesehen werden darf.

Vorkommen: Oberer Lias von Peñon in der Quebrada de Maricunga (Steinmann).

Terebratula Domeykana Bayle et Coq. — Taf. II Fig. 2a, b, c.

Terebratula Domeykana Bayle et Coq. l. c. p. 30 Taf. 8 Fig. 1—3.
T. Domeykana Burm. u. Gieb. l. c. p. 16.

Es ist dies eine ziemlich grosse, eiförmige Form mit stark gekrümmtem Schnabel und grossem, länglichem Foramen. Die grösste Breite der Schale liegt ungefähr in der Mitte. Am Stirnrand findet sich ein Sinus nur schwach angedeutet. Die Schalenoberfläche ist mit kräftigen Anwachsstreifen versehen, welche besonders scharf in der Nähe des Stirnrands hervortreten. Wie Giebel schon richtig bemerkt hat, erinnert die Art in ihrem ganzen Habitus sehr an die grossen Formen der *Terebratula subpunctata* Dav. aus dem mittleren Lias von England, ohne jedoch mit denselben in allen Punkten übereinzustimmen.

Vorkommen: Findet sich ziemlich häufig mit *Harpoceras Lilli* und *Vola alata* zusammen im oberen Lias der Sierra de la Ternera (Möricke), Doña Anna (Domeyko), Juntas (Burmeister).

Terebratula Hohmanni n. sp. — Taf. VI Fig. 4a, b.

Diese Art zeichnet sich vor Allem durch ihren runden Umriss aus. Die Dimensionen schwanken bei den einzelnen Exemplaren zwischen 22 und 30 mm. Die kleine Klappe ist nur wenig gewölbt; nicht viel stärker ist die Wölbung der grossen Klappe. Der Stirnrand ist meist etwas ausgebuchtet. Der Schnabel ist stumpf und nicht sehr stark

gebogen, so dass das berührende Deltidium gut sichtbar ist. Das Foramen ist gross und rund. Die gerundete Varietät von *Terebratula Lycetti* Dav. aus dem oberen Lias von England ist der amerikanischen Art sehr ähnlich, hat aber nach Davidson ein Deltidium discretum. Zu anderen schon bekannten Arten scheint dieselbe in keinen näheren Beziehungen zu stehen.

Vorkommen: Oberer Lias von Peñon in der Quebrada de Maricunga (Steinmann).

Terebratula (Zeilleria) perforata Piette.

Zu dieser, im unteren Lias von Europa heimischen Art glaube ich einige Terebrateln von mässiger Grösse rechnen zu dürfen, welche im unteren Lias (Gryphitenkalk) der Sierra de la Ternera gefunden wurden. Die wenig gewölbten Klappen sind von länglich-ovaler Form. Der Schnabel ist nur mässig gekrümmt und mit einem kleinen Foramen versehen. Das Deltidium ist discret. In der Nähe des Stirnrandes befindet sich eine seichte Medianrinne. Beide Klappen weisen auf ihrer Aussenseite deutliche concentrische Zuwachsstreifen auf.

Vorkommen: Unterer Lias der Sierra de la Ternera (Steinmann).

Terebratula perovalis Sow. — Taf. III Fig. 6 a, b, c.

Terebratula inca bei Darwin l. c. Taf. 5 Fig. 19—20.
T. perovalis Bayle et Coq. l. c. p. 22 Taf. 8 Fig. 15—16.
T. perovalis Gottsche l. c. p. 33 Taf. 4 Fig. 9.
T. perovalis Steinmann l. c. p. 252.

Diese Brachiopoden-Art ist im Unteroolith von Chile ebenso häufig wie in Europa. Sie findet sich sowohl in der unteren Region des Unteroolith als auch in den *Humphriesianus*-Schichten, in welchen sie eine gewaltige Grösse erreicht. Das abgebildete Stück ist noch keineswegs eines der grössten der vorliegenden Exemplare, von welchen zwei, die leider ziemlich beschädigt sind, geradezu gigantische Dimensionen aufweisen, so dass sie sogar noch das grösste von Davidson aus dem Unteroolith von England abgebildete Exemplar nicht unbedeutend an Grösse übertreffen.

Vorkommen: *Sauzei*-Kalke der Quebrada de la Iglesia bei Manflas (Steinmann, Domeyko), *Humphriesianus*-Schichten

von Manflas (Möricke), Tres Cruces (Domeyko), Caracoles (Steinmann), Umgegend von Iquique (Darwin, Plagemann, Senckenbergianum), Espinazito (Stelzner).

Terebratula (Waldheimia) punctata Sow.

Terebratula punctata Burmeister u. Giebel l. c. p. 17.
T. cf. *punctata* Behrendsen l. c. p. 395.

Diese im mittleren Lias von Europa häufige Art ist auch in Chile durch zahlreiche Exemplare in den gleichen Schichten vertreten. Wie bei den europäischen Angehörigen finden sich auch unter den chilenischen Stücken zum Theil mehr länglich-ovale Formen, zum Theil wieder mehr rundliche. Eine gleiche Variabilität besteht in Bezug auf den in der Nähe des Stirnrandes befindlichen Sinus, welcher bei einigen Individuen kaum angedeutet, bei anderen wieder recht deutlich ist. Der gekrümmte Schnabel hat eine ziemlich grosse Öffnung. Eines der zahlreich vorhandenen Exemplare weicht von allen übrigen dadurch ab, dass der Schnabel verhältnissmässig lang und wenig gebogen ist, wobei zugleich eine Verschmälerung der oberen Hälfte der Schale eintritt. Hierdurch erhält das in Rede stehende Stück eine gewisse Ähnlichkeit mit der von Bayle und Coquand unter dem Namen *Terebratula ficoides* abgebildeten Form. Da sich jedoch unter der grossen Anzahl der vorliegenden Exemplare nur dieses eine von den übrigen abweichende Stück befindet, so dürfte dasselbe vielleicht eher als ein deformirtes Individuum, denn als eine eigene Art aufzufassen sein. *T. punctata* gehört in Chile zu den häufigsten Brachiopoden im Lias.

Vorkommen: Mittlerer Lias der Quebrada de la Iglesia bei Manflas und zwischen Jorquera und La Guardia (Steinmann), Juntas (Burmeister), Portezuelo ancho in Argentinien (Bodenbender).

Terebratula subovoides Röm.

Terebratula ornithocephala Bayle et Coq. l. c. p. 18 Taf. 8 Fig. 12—14.
T. subovoides Behrendsen l. c. p. 395.

Diese im mittleren Lias von Chile ziemlich häufige Form wurde von Behrendsen auch in den analogen Schichten von

Argentinien nachgewiesen, und gewiss mit Recht vereinigt er *Terebratula ornithocephala* Bayle et Coq. mit ihr.

Vorkommen: Mine Amolanas (Steinmann, Möricke), Manflas und Tres Cruces (Domeyko), Rio salado in Argentinien (Bodenbender).

E. Anthozoa.

Isastraea M. E. et J. H.

Isastraea chilensis n. sp. — Taf. VI Fig. 6a, b.

Korallenstock von rundlicher, kuchenförmiger Gestalt mit convexer Oberfläche und ganz schwach concaver Basis. Die ziemlich grossen und flachen Kelche sind in der Grösse nur wenig von einander verschieden. Die Form der Kelche ist regelmässig polygonal. Die Septa sind verhältnissmässig stark und gezähnelt. Ein Säulchen fehlt.

Isastraea chilensis gehört in die Formengruppe der *I. explanata* Blainv. und *I. helianthoides* Goldf. aus dem Malm und *I. Bernardiana* d'Orb. aus den *Sowerbyi*- und *Humphriesianus*-Schichten von Europa. Von der zuletzt genannten Art, mit welcher unsere Form dasselbe Lager gemein hat, unterscheidet sie sich, abgesehen von der äusseren Gestalt, hauptsächlich durch die geringere Grösse ihrer Kelche.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Manflas und östlich von Iquique (Möricke, Senckenbergianum).

Isastraea manflasensis n. sp. — Taf. VI Fig. 5.

Korallenstock mit polygonalen Kelchen, welche vielfach gerundete Ecken besitzen, sehr häufig in die Länge gezogen sind und öfters, wie bei *Latimaeandra*, unregelmässig gestaltet sind. Die eher kleinen als grossen Kelche zeichnen sich vor Allem durch ihre sehr beträchtliche Tiefe aus. Die Zahl der Septa in einem Kelche beträgt mindestens 20. Ein Säulchen ist vorhanden.

Isastraea manflasensis stellt in Bezug auf die Form und Anordnung der Kelche einen Übergang zwischen den beiden Gattungen *Isastraea* und *Latimaeandra* dar, welche ja überhaupt in ihren Arten häufig nicht scharf von einander getrennt werden können. Eine der chilenischen Form besonders

nahestehende Art aus den entsprechenden Schichten von Europa vermochte ich nicht aufzufinden.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Manflas (STEINMANN).

Isastraea sp.

Aus den zu den *Humphriesianus*-Schichten gehörigen kieselsäurereichen Kalken von Caracoles liegen mehrere Exemplare einer *Isastraea*-Art vor, die jedoch alle so schlecht erhalten sind, dass man von den Septen in den Kelchen nichts mehr wahrnimmt. Die Kelche sind ziemlich tief und zeichnen sich vor Allem durch ihre ausserordentlich wechselnde Grösse aus. Die Form der Kelche ist regelmässig oder unregelmässig polygonal, zuweilen in die Länge gezogen, zuweilen mehr rundlich.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles (STEINMANN).

Latimaeandra D'ORBIGNY.

Latimaeandra sp.

Ein massiger, schwammförmiger Korallenstock mit sehr grossen, unregelmässig gestalteten Kelchen gehört zur Gattung *Latimaeandra*. Die sehr kräftigen Septa sind sehr zahlreich, in einem ausgebildeten Kelche mindestens 50. Im Grossen und Ganzen ist das einzige vorliegende Stück schon recht abgerieben. Am meisten erinnert es, hauptsächlich in Bezug auf die Grösse der einzelnen Kelche sowie in Bezug auf die grosse Anzahl und Stärke der Septen, an die von STEINMANN aus den *Humphriesianus*-Schichten von Caracoles beschriebene *Latimaeandra caracolensis;* da das in Rede stehende Stück jedoch aus dem oberen Lias stammt, so ist es nicht sehr wahrscheinlich, dass es mit der Art von Caracoles ident ist.

Vorkommen: Oberer Lias der Mine Amolanas (STEINMANN).

Thamnastraea LE SAUVAGE.

Thamnastraea sp.

Ein schon ziemlich stark abgeriebener Korallenstock mit mässig grossen und mässig tiefen Kelchen gehört zu *Thamnastraea*. Im ganzen Habitus scheint die Art, soweit sich dies noch beurtheilen lässt, da das Säulchen und die Septa der

einzelnen Kelche schon vielfach abgewittert sind, am meisten Ähnlichkeit mit *Thamnastraea Terquemi* M. E. et. J. H. und *Th. solleria* Quenst. aus den *Humphriesianus*- und *Sowerbyi*-Schichten von Europa zu haben.

Vorkommen: *Humphriesianus*-Schichten von Manflas (Möricke).

Schluss.

Obwohl Gottsche und Stelzner in ihren mehrfach erwähnten Arbeiten schon eine Übersicht über die Verbreitung der Juraformation an der Westküste von Süd-Amerika gegeben haben, so möchte ich doch noch einmal hier kurz darauf zu sprechen kommen, da inzwischen verschiedene neue Localitäten bekannt geworden sind. Ich werde mich jedoch hierbei lediglich auf die jurassischen Ablagerungen von Chile und Argentinien beschränken. Überaus charakteristisch für die jurassischen Meeresablagerungen in diesen beiden Ländern ist ihre innige Verknüpfung mit mehr oder weniger gleichalterigen Eruptivgesteinen und deren ganz enorm entwickelten Trümmergesteinen. Die jedenfalls unter Meeresbedeckung erfolgten Eruptionen, welche dieses ganz vorzugsweise basische Material (Diabase, Augitporphyrite und Melaphyre) geliefert haben, begannen schon vor Beginn der Ablagerung der jurassischen Sedimente, wohl zur rhätischen Zeit, setzten aber während der ganzen Juraperiode fort und wurden wahrscheinlich erst gegen das Ende der Kreidezeit hin von wesentlich anders beschaffenen eruptiven Producten (Granitite, Quarzdiorite und Quarztrachyte) abgelöst. In der verschiedenartigsten Weise durchsetzen diese Eruptionsmassen die kalkigen und sandigen Ablagerungen der Juraformation, oder umfluthen sie gleichsam und wechsellagern mit ihnen. In ihren Tuffen findet man die jurassischen organischen Überreste ebenso gut eingeschlossen als in den kalkigen und sandigen Schichten.

Verfolgen wir die bis jetzt etwas näher bekannten hauptsächlichsten Juralocalitäten der Reihe nach von Nord nach Süd, so haben wir zunächst der in der nördlichsten Provinz von Chile, in Tarapacá, nur etwa drei Leguas von der Hafenstadt Iquique entfernt, gelegenen Kalke und Porphyrittuffe

im Silberdistrict von Huantajaya und dessen Umgebung Erwähnung zu thun. Diese, nur in geringer Entfernung vom Stillen Ocean befindlichen Sedimente gehören zum Unteroolith, und zwar zum grössten Theil zu den *Humphriesianus*-Schichten, wie schon Eingangs dieser Arbeit erwähnt wurde. Durch einen grossen Reichthum an Versteinerungen ausgezeichnet sind die jurassischen Ablagerungen in der südlich an Tarapacá angrenzenden Provinz Antofagasta, woselbst bereits von Steinmann in dem am westlichen Abhange der Andencordillere gelegenen Silberdistricte von Caracoles oberer Lias, Unteroolith, Callovian, Oxford und Kimmeridge nachgewiesen wurden. In dem nördlichsten Theile der nun folgenden chilenischen Provinz Atacama wurde schon vor langer Zeit von Philippi gelegentlich seiner Durchquerung der gleichnamigen Wüste bei den im Gebiete der Anden gelegenen Orten Sandon, Chaco und La Encantada oberer Lias und Malm constatirt. Auch ganz in der Nähe der Küste des Pacifischen Oceans, ungefähr unter demselben Breitegrade wie der zuletzt angeführte Ort, etwas südöstlich von der Hafenstadt Taltal, befindet sich, auf den alten granitischen Felsarten der Küstencordillere gelegen, eine vereinzelte Kalkscholle, welche nach Steinmann zum unteren Lias gehört, und in welcher der Silberbergbau von Esmeralda betrieben wird. Von dem südlichen Theile der Provinz Atacama, und zwar aus der Cordillere von Copiapó, rührt, wie schon früher bemerkt wurde, der grössere Theil der hier beschriebenen Versteinerungen aus Lias und Unteroolith her. Noch etwas weiter südlich, in den westlichen Ausläufern der Hauptcordillere, wurden von Burmeister am Cerro blanco und von Darwin im Thale des Rio de Huasco liasische Ablagerungen aufgefunden. Aus dem zur gleichnamigen Provinz gehörigen Departement Coquimbo, und zwar aus der Cordillere von Doña Anna und Tres Cruces, stammen grossentheils die zum Lias und Dogger gehörigen Versteinerungen, welche seinerzeit von Domeyko gesammelt und von Bayle und Coquand beschrieben wurden. Lagen die bis jetzt genannten Juralocalitäten sämmtlich auf chilenischem Gebiete, so finden wir in der Cordillere des Aconcagua, des höchsten Andengipfels, fossilreiche, zum Dogger gehörige Sedimente in beträchtlichen Höhen bei dem Passe Espinazito und bei der Puente del Inca

auf argentinischem Boden. Diese fossilreichen Schichten sind hauptsächlich durch Stelzner und Gottsche näher bekannt geworden. Aber auch in der diesem Theile der Hochcordillere im Westen gegenüberliegenden Küstencordillere wurden neuerdings durch Plagemann in einer in der Nähe von Melon befindlichen, aus tuffartigen Gesteinen bestehenden Scholle mehrere Versteinerungen gesammelt, welche, wie früher schon bemerkt wurde, auf *Humphriesianus*-Schichten hinweisen. In der Santiaginer Hauptcordillere wurde oberer Jura unfern der Vulcane von San José und Maipó angetroffen, jedoch, wie es scheint, bis jetzt noch nicht eingehender studirt. Endlich erwähnen noch weiter südlich Plagemann in der Cordillere von Cauquenes, Domeyko und Corbineau in der Cordillere von San Fernando und Las Damas des Vorkommens jurassischer Versteinerungen. In neuester Zeit wurden am Ostabhange der Andencordillere auf argentinischer Seite in dem zwischen dem Portezuelo ancho und Rio salado einerseits im Norden und den Flüssen Picun Leuvú und Catantil andererseits im Süden gelegenen Terrain zum Theil sehr fossilreiche Juraschichten durch Bodenbender nachgewiesen, welche, wie aus der Bearbeitung derselben durch Behrendsen hervorgeht, dem Lias, Unteroolith und Tithon entsprechen. Auch in Chile auf der westlichen Seite dieses Theiles der Andencordillere, in der Umgebung der Bäder von Chillan, wurden einige Zweischaler aufgefunden, welche auf das Vorhandensein von Unteroolith hinzudeuten scheinen. Jedoch dürften hier die Juraschichten, wenn überhaupt im Westen vorhanden, nur in einem schmalen Streifen über die Wasserscheide des Gebirges hinausreichen, da fast der ganze westliche Steilabfall der dortigen Cordillere von eruptivem Material gebildet wird, wie ich mich selbst beim Besuche des Vulcans von Chillan zu überzeugen Gelegenheit hatte. Alle weiteren Angaben über noch südlichere Jurafundpunkte in der chilenisch-argentinischen Cordillere bedürfen noch der Bestätigung. Aus dem bisher Gesagten geht hervor, dass die Juraformation in dem nördlichsten Theile Chiles ungefähr unter dem 20° südlicher Breite sich in nicht unbedeutender Entwickelung in der Nähe der Gestade des Stillen Oceans befindet. Nach Süden zu sehen wir sie hingegen, abgesehen von nur ganz sporadisch unweit der Meeresküste

auftretenden unbedeutenden Kalkschollen, in grösserer oder geringerer Ausdehnung inmitten der mesozoischen Porphyritformation auf das Gebiet der Andencordillere beschränkt, und zwar zunächst auf die westliche Hälfte derselben. In der Cordillere des Aconcagua rücken die jurassischen Schichten mehr nach Osten und fallen somit hier auf argentinisches Gebiet. Später wieder, eine Strecke weit im westlichen Theile des Gebirges auf chilenischem Territorium gelegen, nehmen sie, wie es scheint, bei ihrem Fortstreichen nach Süden immer mehr an Ausdehnung und Mächtigkeit zu, wobei sie sich schliesslich ganz überwiegend auf der Ostseite der Hauptcordillere ausbreiten.

Hauptsächlich aus den Arbeiten von Gottsche und Steinmann trat die vielfach grosse Ähnlichkeit, welche zwischen den südamerikanischen Juraablagerungen und denjenigen von Europa besteht, hervor. Betrachten wir zunächst den chilenischen Lias in Bezug auf seine organischen Überreste, so finden wir, dass die unteren Horizonte desselben, ganz ähnlich wie in Mitteleuropa, durch das massenhafte Auftreten Angehöriger einer der *Gryphaea arcuata* und *obliqua* nahestehenden *Gryphaea*-Art *(Gr. Darwini)* gekennzeichnet sind, weshalb sie kurzweg als Gryphitenkalke bezeichnet werden können. Von Arieten, welche in Europa in dieser Region häufig vorzukommen pflegen, sind bis jetzt aus Chile nur wenige Bruchstücke bekannt geworden. Hingegen fanden sich in den chilenischen Gryphitenkalken verschiedene Zweischaler und Brachiopoden vor, welche zum Theil ident mit europäischen Arten sind, zum Theil denselben sehr nahe stehen. *Spiriferina rostrata,* welche in Europa zwar auch schon im unteren Lias vorkommt, ihre Hauptverbreitung aber im mittleren Lias hat, ist in Südamerika auf den unteren Lias beschränkt. Die Gattung *Spirifer* überhaupt weist, wie in Europa, im oberen Lias von Südamerika nur noch spärliche Vertreter auf und stirbt daselbst hier wie dort aus. Eine ganz besondere Eigenthümlichkeit des unteren Lias von Südamerika ist die überaus grosse Häufigkeit einer Gastropoden-Art, des *Lithotrochus Humboldti,* welche in ihrem ganzen Habitus bereits an gewisse Formen der in Europa erst zur Kreidezeit auftretenden Gattung *Glauconia* erinnert. Das Vorkommen echter Trigonien

in den Gryphitenkalken von Chile weist auf eine Ähnlichkeit mit den Vorkommnissen von Spanien hin, das einzige Land in Europa, in dem bis jetzt im unteren Lias wirkliche Trigonien gefunden worden sind. Es ist dies aber nicht die einzige Übereinstimmung, welche in Bezug auf das Vorkommen liasischer Versteinerungen zwischen diesen beiden so weit von einander entfernten Ländern besteht. Im Lias von Südamerika kommt, wie schon aus dem Vorhergegangenen zu ersehen war, eine *Pecten*-Art, *Vola alata* vor, die sich sowohl durch eine ungeheuere geographische als auch durch eine grosse verticale Verbreitung auszeichnet. Das Vorkommen dieser im unteren Lias noch recht seltenen, im mittleren und oberen Lias hingegen ausserordentlich häufigen Bivalve wurde vom 5° 46′ südlicher Breite bis zum circa 38° südlicher Breite constatirt. Die Gattung *Vola*, in Europa ausserordentlich verbreitet in der Kreideformation, ist hingegen daselbst im Jura durchaus unbekannt, abgesehen von Spanien, woselbst im mittleren Lias eine mit dem Namen *pradoana* bezeichnete *Vola* heimisch ist. Mit dieser spanischen *V. pradoana* ist die südamerikanische *V. alata* sehr nahe verwandt, ja möglicherweise sogar ident. Im Grossen und Ganzen hat der mittlere und obere Lias von Chile eine besonders grosse Ähnlichkeit mit demjenigen von Frankreich, und zwar speciell mit den Ablagerungen im Rhônebecken, mit welchen er eine ziemlich grosse Anzahl von Arten gemein hat. Auch die grosse Häufigkeit der Ammonitengattung *Hildoceras* ist für die Liasablagerungen der beiden erwähnten Länder bezeichnend und scheint bis zu einem gewissen Grade zu einer Annäherung an die alpine Ausbildung dieser Formation hinzuführen.

Die untersten Horizonte des Doggers konnten bis jetzt in Chile noch nicht mit wünschenswerther Sicherheit von dem oberen Lias getrennt werden. Auf das Vorhandensein der Zone des *A. opalinus* in Chile scheint der Fund eines zu dieser Ammoniten-Art gehörigen Exemplars hinzudeuten. *A. Murchisonae*, welcher in Europa die nächst höhere Zone des Unteroolith charakterisirt, ist hingegen, soviel ich weiss, bis jetzt noch nirgends in Südamerika aufgefunden worden. Ganz anders steht es mit den folgenden Zonen im Unteroolith, mit der Zone des *A. Sowerbyi* und *Sauzei* einerseits und der

Zone des *A. Humphriesianus* und *Blagdeni* andererseits, welche an den verschiedensten Stellen der argentinisch-chilenischen Cordillere, z. Th. sehr gut ausgebildet, nachgewiesen werden konnten. Die erstgenannte der beiden Zonen, früher schon durch Stelzner am Pass del Espinazito constatirt, ist jetzt auch aus der Umgebung von Manflas bekannt. Beide, durch eine nicht unbeträchtliche Entfernung von einander getrennten Localitäten haben eine Anzahl von Versteinerungen mit einander gemein. Wie in Mitteleuropa sind die *Sowerbyi*- und *Sauzei*-Schichten auch in Südamerika durch das Auftreten zahlreicher Ammoniten-Arten, unter welchen ausser *Sphaeroceras Sauzei* selbst besonders die Ammonitengattung *Sonninia* eine Rolle spielt, ausgezeichnet.

Die nach oben folgenden *Humphriesianus*-Schichten konnten, wie schon früher bemerkt wurde, an einer ganzen Reihe von Orten nachgewiesen werden. So unter dem 20.° südlicher Breite in der weiteren Umgebung von Huantajaya, ferner zu Caracoles unter dem 23.°, zu Manflas unter dem 28° 6′, am Pass vom Espinazito unter dem 31° 50′ und endlich noch bei Canales in der Küstencordillere von Melon unter dem ca. 33° südlicher Breite. Diese z. Th. also durch sehr bedeutende Entfernungen von einander getrennten Localitäten haben sämmtlich die eine oder die andere Versteinerung mit einander gemein. *A. Humphriesianus* selbst wurde, abgesehen vom Pass del Espinazito, an allen den genannten Orten aufgefunden. Die meisten Versteinerungen haben die in Rede stehenden Schichten in der Umgebung von Manflas ergeben. Wir finden daselbst merkwürdigerweise neben den für diese Schichten auch in Europa charakteristischen Ammoniten-Arten, wie *A. Humphriesianus* und *Blagdeni*, noch andere Ammoniten-Formen vor, die entweder ident oder doch sehr nahe verwandt mit europäischen Arten sind, welche jedoch dort nur in weit tieferen Horizonten vorzukommen pflegen. Ich will hier nur *A. Alleoni* Dum. und *A. gonionotus* Ben. nennen, von welchen der erstere in Europa der Zone des *A. opalinus* und der zweite derjenigen des *A. Murchisonae* angehört.

Das gleiche, was von den Ammoniten gesagt wurde, kann auch von den Zweischalern und Gastropoden gesagt werden,

Neben *Ctenostreon pectiniforme* und *Cercomya undulata*, welche auch in Europa bezeichnende Versteinerungen für die *Humphriesianus*-Schichten sind, finden wir in den Schichten bei Manflas *Lucina plana*, *Cerithium armatum* und *Hamusina* cf. *Damesi*, von welchen die letztere sich in Europa in der Zone des *A. Murchisonae* vorfindet, während die beiden erstgenannten Arten dort sogar noch ein wenig tiefer vorkommen. Es ist jedoch andererseits wieder zu bemerken, dass eine andere Gastropoden-Art, *Neritopsis spinosa*, welche sich gleichfalls in den *Humphriesianus*-Schichten von Manflas vorgefunden hat, auch in Europa in den verschiedensten Horizonten zu Hause ist. So ist sie in Frankreich sowohl im oberen Lias als auch im Callovian und zu S. Vigilio in der Unterregion des Unteroolith gefunden worden. Endlich ist noch bei den *Humphriesianus*-Schichten von Chile und Argentinien hervorzuheben, dass in denselben gar nicht selten Ammoniten-Formen auftreten, welche, wie z. B. ganz besonders *Sphaeroceras Zirkeli*, eine sehr grosse Ähnlichkeit mit echten Makrocephalen besitzen, so dass sie hauptsächlich von jüngeren Individuen derselben oft nur schwer zu unterscheiden sind. Man darf wohl, wie Neumayr[1] schon bemerkt hat, in diesen makrocephalenartigen Ammoniten Südamerikas die Vorläufer der in Europa in höheren Horizonten unvermittelt auftretenden Angehörigen der Untergattung *Macrocephalites* sehen.

Aus dem Vorhergehenden ist zu ersehen, dass Lias und Unteroolith von Chile und Argentinien in ihren organischen Überresten eine ausserordentlich grosse Ähnlichkeit mit den entsprechenden Schichten von Mitteleuropa besitzen. Trotz aller Ähnlichkeit haben jedoch die südamerikanischen Vorkommnisse, was vielleicht bisher noch zu wenig hervorgehoben worden ist, verschiedene für sie durchaus charakteristische Eigenthümlichkeiten.

Keineswegs kann man aber für die Faunen der in Rede stehenden Ablagerungen behaupten, dass dieselben ein ausgesprochen alpines Gepräge besitzen, wenn man darunter nämlich mit Neumayr vor Allem das häufige Vorkommen der

---

[1] Neumayr, Erdgeschichte II. Bd. 1887. p. 315.

Ammoniten-Gattungen *Phylloceras* und *Lytoceras* versteht[1]. Diese beiden Ammoniten-Gattungen sind vielmehr bis jetzt aus dem südamerikanischen Jura nur in ganz wenigen Arten vertreten.

Die am Schlusse der Arbeit beigefügte Tabelle giebt eine Übersicht über sämmtliche bis jetzt aus dem Lias und Unter-oolith von Chile und Argentinien bekannten Arten, deren Fundpunkte, Lager u. s. w. Sie bildet bis zu einem gewissen Grade eine Ergänzung zu der von Gottsche in seiner Arbeit angefertigten Übersichtstafeln südamerikanischer Jura-Ammoniten und Jura-Localitäten.

[1] Vergl. hierüber Behrendsen l. c. II. Th. p. 5 und Uhlig, Ref. über diese Arbeit in dies. Jahrb. 1893. I. 127.

Uebersicht über die Vertheilung der bis jetzt bekannten Arten aus Lias und Unteroolith von Chile und Argentinien.

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Cephalopoda.					
Belemnites admirandus Steinm.	Caracoles	Unteroolith?			Steinmann
B. giganteus Schloth.	Chile	Unteroolith	Deutschland, England, Frankreich (Brauner Jura γ—δ)		Hüppé
B. cf. *paxillosus* Schloth. = *B. niger* Giebel = *B. chilensis* (?) Conr.	Sierra de la Ternera Juntas, (Caldera)	mittlerer resp. oberer Lias	Deutschland, England, Frankreich (Lias δ)		Möricke, Giebel, Conrad
B. cf. *tetramerus* Desl.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Frankreich (oberer Horizont der Zone des *A. Murchisonae*)	*Bel. tetramerus* Desl.	Möricke
Belemnites sp.	Espinazito	Unteroolith		*Bel. brevis* Blainv.	Gottsche
		—		*Bel. Waageni* Neum.	—
Canaliculater Belemnit	Canales bei Melon	*Humphriesianus*-Schichten			Möricke
Hammatoceras Alleoni Dum.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Frankreich, England, Deutschland (Br. Jura α—β), (Zone des *A. opalinus*)		Möricke, Haug
H. (Sonninia) Andium Gottsche	Manflas, Espinazito	*Sauzei*-Kalke			Gottsche, Möricke

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Deroceras armatum Sow.	Quebrada de las Amolanas	mittlerer Lias	England, Frankreich, Deutschland (Lias γ)		Möricke
Arietites bisulcatus Brongn.	Tres Cruces	unterer Lias	England, Frankreich, Deutschland und mediterrane Provinz (Lias α—β)		Huppé
Coeloceras Blagdeni Sow.	Eisenoolith von Manflas, Caracoles, Porphyrittuff der Umgebung von Huantajaya	*Humphriesianus*-Schichten	England, Frankreich, Deutschland		Möricke
Stephanoceras Braikenridgei Sow.	Chaco, Sandon	Unteroolith	Frankreich, England, Deutschland		Philippi
Sphaeroceras cf. ***Brocchi*** Sow.	Manflas	*Sauzei*-Kalke	Deutschland, Frankreich, England (Zone des *A. Sowerbyi* u. *A. Sauzei*)		Möricke
St. Brodiei Sow.	Chaco, Sandon	Unteroolith?	England		Philippi
Hildoceras comense v. Buch	Quebrada de Chalquis bei las Amolanas, Juntas	oberer Lias	Rhônebecken in Frankreich und mediterrane Provinz		Giebel, Möricke
H. copiapense Mör.	Sierra de la Ternera, La Guardia und Quebrada de la Iglesia bei Manflas	„ „		*H. Bayani* Dum. i. Rhônebecken v. Frankr. und in d. mediterr. Provinz	Möricke

Coeloceras cosmopoliticum MÖR. = *C. Humphriesianum* D'ORB. non SOW.	Eisenoolith von Manflas, Caracoles, Porphyrittuff der Umgebung von Huantajaya und von Canales bei Melon	*Humphriesianus*-Schichten	Frankreich		STEINMANN, MÖRICKE
Deroceras aff. *Davoëi* SOW.	La Guardia bei Manflas, Quebrada de Chalquis bei las Amolanas	oberer Lias	Deutschland, England, Frankreich und mediterrane Provinz (Lias γ—ε)	*D. Davoëi* SOW.	MÖRICKE
Coeloceras Desplacei D'ORB.	Quebrada de Chalquis bei las Amolanas	oberer Lias	Deutschland, England, Frankreich und mediterr. Prov.		„
Hildoceras Erbaense HAU.	Juntas	oberer Lias	Frankreich und mediterrane Provinz		GIEBEL
Lytoceras Eudesianum D'ORB.	Espinazito	Unteroolith	Frankr., Deutschland		GOTTSCHE
L. fimbriatum SOW.	Tres Cruces	mittlerer Lias	England, Deutschland, Frankreich und mediterrane Provinz		HUPPÉ
L. Francisci OPP.	Espinazito	Unteroolith	mediterrane Provinz		GOTTSCHE
Sphaeroceras Giebeli GOTTSCHE	Quebrada de la Iglesia bei Manflas, ? Espinazito	Zone des *A. Sowerbyi* u. *Sauzei*		*Sph. polyschides* WAAG.	GOTTSCHE, MÖRICKE
Hammatoceras gonionotum BEN.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Rhônebecken in Frankreich und mediterrane Provinz (Unterregion des Unteroolith)		MÖRICKE

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Amaltheus Guibalianus D'ORB.	Portezuelo ancho	unterer Lias	Frankreich, England (Lias β)		BEHRENDSEN
Phylloceras homophylum BEHR.	Picun Leuvú	Unteroolith		*Ph. Zignodianum* D'ORB. *Ph.* cf. *Zignodianum* VAC.	„
Ph. cf. *homophylum* BEHR.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten		*Ph. homophylum* BEHR.	MÖRICKE
Aegoceras Jamesoni SOW.	Quebrada de las Amolanas	mittlerer Lias	England, Deutschld. u. mediterr. Provinz		„
Arietites impendens Y. a. B.	Portezuelo ancho	unterer Lias	England		BEHRENDSEN
Coeloceras Kloosi STEINM.	Caracoles	oberer Lias			STEINMANN
Oxynoticeras leptodiscum BEHR.	Portezuelo ancho	unterer Lias		*O. oxynotum* QU. (Lias β)	BEHRENDSEN
Hammatoceras cf. *leptoplocum* VAC.	Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Cap S. Vigilio (unterster Dogger)	*H. leptoplocum* VAC.	MÖRICKE
Hildoceras Levisoni SIMPS.	La Guardia	oberer Lias	Frankr., England und mediterr. Provinz		„
H. Lilli HAU. = z. Th. *A. radians* GIEB.	Sierra de la Ternera, Cerro blanco	oberste Zone des mittleren Lias resp. oberer Lias	Frankreich und mediterrane Provinz		MÖRICKE, GIEBEL und GOTTSCHE
H. aff. *Lilli* HAU.	La Ternera, Quebrada de la Iglesia	oberer Lias			MÖRICKE

Perisphinctes cf. *Martinsi* ORB. = *A. communis* GIEB.	Gerölle der Pampas S. von Mendoza	Unteroolith	Frankreich, England, Deutschland		GOTTSCHE, GIEBEL
Coeloceras cf. *modestum* VAC.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Cap S. Vigilio	*C. modestum* VAC. (Unterregion des Unteroolith)	MÖRICKE
Stephanoceras multiforme GOTTSCHE	Espinazito, Picun Leuvú, Arroyo negro	Unteroolith		*St. polyschides* WAAG.	GOTTSCHE, BEHRENDSEN
Phylloceras neogaeum GOTTSCH.	Espinazito	Unteroolith		*P. connectens* ZTT.	GOTTSCHE
Ludwigia opalina REIN. = *A. canaliculatus* HUPPÉ	La Guardia, Jorquera	*Opalinus*-Zone	Deutschland, England, Frankreich und mediterrane Provinz		MÖRICKE, HUPPÉ, BAYLE et COQ.
Hammatoceras cf. *planinsigne* VAC.	Junta de Maricunga	oberer Lias resp. unterster Dogger	Cap S. Vigilio	*H. planinsigne* VAC.	MÖRICKE
H. (Sonninia) polyacanthum WAAG.	Quebrada de la Iglesia bei Manflas	*Sauzei*-Kalke	Deutschland, England, Frankreich		„
Sphaeroceras polymerum WAAG.	Quebrada de la Iglesia bei Manflas	*Sauzei*-Kalke	Deutschland, Frankreich		„
Harpoceras proximum GOTTSCHE	Espinazito und Thal von Copiapó	*Sauzei*-Schichten?			GOTTSCHE, MÖRICKE
? *A. pustulifer* BAYL. et COQ.	Jorquera	Lias			BAYLE et COQ.
Harpoceras radians REIN.	Chaco, Sandon, Encantada, Ternera, Cerro blanco, Tres Cruces	oberer Lias	Deutschland, England, Frankreich, mediterrane Provinz		PHILIPPI, GIEBEL, HUPPÉ
Coeloceras Raquinianum D'ORB.	Caracoles	oberer Lias	Frankreich		STEINMANN, MARCOU

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
? *Cosmoceras Regleyi* THIOLL.	Espinazito	Unteroolith (?)	Frankreich		GOTTSCHE
Arietites cf. *rotiformis* SOW.	Sierra de la Ternera	unterer Lias	Deutschl., England, Frankr. u. medit. Prov.		MÖRICKE
Sphaeroceras Sauzei D'ORB.	Espinazito, Quebrada de la Iglesia bei Manflas	*Sauzei*-Kalke	Deutschland, Frankreich		GOTTSCHE, MÖRICKE
Sph. singulare GOTTSCHE	Espinazito	Unteroolith			GOTTSCHE
Harpoceras aff. *Sowerbyi* MILL.	Espinazito	*Sowerbyi*- und *Sauzei*-Zone	England, Deutschland, Frankreich	*H. Sowerbyi* MILL.	„
H. Stelzneri GOTTSCHE	Espinazito	Unteroolith		*H. deltafalcatum* QUENST.	GOTTSCHE
H. cf. *Stelzneri* GOTTSCHE	Picun Leuvú, oberster Horizont der *Sauzei*-Kalke von Manflas	„			BEHRENDSEN, MÖRICKE
Sphaeroceras submicrostoma GOTTSCHE	Espinazito, Eisenoolith von Manflas.	*Humphriesianus*-Schichten		*St. evolvescens* WAAG.	GOTTSCHE, MÖRICKE
Deroceras submuticum OPP.	Quebrada de las Amolanas.	mittlerer Lias	Deutschland, England, Frankreich und mediterrane Provinz		MÖRICKE
Oppelia cf. *subplicatella* VAC.	Picun Leuvú	Unteroolith	Cap S. Vigilio	*O. subplicatella* VAC.	BEHRENDSEN
Harpoceras subplanatum OPP.	Peñon in der Quebrada de Maricunga	oberer Lias	Deutschland, England, Frankreich und mediterrane Provinz		MÖRICKE

Hammatoceras variabile d'Orb. = *H. aalense* Gieb.	Cerro blanco	oberer Lias	Deutschland, England, Frankreich		Gottsche, Giebel
H. aff. *variabile* d'Orb.	Espinazito	Unteroolith			Gottsche
Sphaeroceras Zirkeli Steinm.	Eisenoolith von Manflas, Caracoles, Porphyrittuff von Huantajaya und Umgebung, Canales bei Melon	*Humphriesianus*-Schichten		*Macrocephalites macrocephalus* Schloth.	Steinmann, Möricke
Harpoceras Zitteli Gottsche	Espinazito	Unteroolith		*H. patella* Waag. (Zone des *A. Sowerbeyi*)	Gottsche
Nautilus aff. *Araris* Dum.	Mine Amolanas	unterer Lias	Rhônebecken in Frankreich	*N. Araris* Dum.	Möricke
N. chilensis Hup.	Las Amolanas, Tres Cruces	„ „			Huppé, Möricke
N. semistriatus d'Orb. = *N. Domeykus* d'Orb.	Tres Cruces	oberer Lias	Deutschland, England, Frankreich, mediterrane Provinz		d'Orbigny und Gottsche
N. Steinmanni Mör.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten			Möricke
N. striatus Sow.	Jorquera	oberer Lias	Deutschland, England, Frankreich, mediterrane Provinz		Bayle et Coq.

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Gastropoda.					
Pleurotomaria sp.	Las Amolanas	unterer Lias			Möricke
Trochus andinus Mör.	Mine Amolanas	oberer Lias			"
Trochus sp.	Portezuelo ancho	mittlerer Lias		*T. Perinianus* d'Orb.	Behrendsen
Hamusina cf. *Damesi* Gem.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Sicilien, England	*H. Damesi* Gem. (In der Zone des *A. Murchisonae*)	Möricke
Amberleya americana Mör.	Mine Amolanas	mittlerer Lias		*A. mediterranea* Gem.	"
Lithotrochus Humboldti v. Buch sp. = *Pleurotomaria Humboldti* v. Buch = *Turritella Andii* d'Orb. = *T. Humboldti* Bayle et Coq. = *Trochus Struveanus* Zimmermann	Quebrada de la Viscacha bei Las Amolanas, Sierra de la Ternera, Sierra Destiladera, Umgegend von Las Animas, Manflas, Chañarcillo, Juntas, Guasco, San Felipe in Peru.	unterer Lias (Gryphitenkalk)			v. Buch, d'Orbigny, Darwin, Bayle et Coq., Zimmermann, Conrad, Giebel, Möricke
Neritopsis spinosa Héb. et Desl.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Frankreich und Cap S. Vigilio (oberer Lias, Zone des *A. Murchisonae*, Callovian)		Möricke

Natica Bodenbenderi Behr.	Catantil	Unteroolith			Behrendsen
N. phasianella Bayle et Coq.	Doña Anna	„		*N. praelonga*	Bayle et Coq.
N. Philippii Mör.	Quebrada de las Trancas	oberer Lias			Möricke
Natica sp.	Portezuelo ancho	unterer Lias			Behrendsen
Cerithium armatum Goldf.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Deutschland, Frankreich (Zone des *A. torulosus*)		Möricke
C. Bodenbenderi Behr.	Portezuelo ancho	unterer Lias			Behrendsen
Cerithium sp.	Espinazito	Unteroolith		*C. muricato-costatum* Münst.	Gottsche
Actaeonina transatlantica Behr.	Portezuelo ancho, zwischen Jorquera und La Guardia	mittlerer Lias		*A. cylindrata* Dum.	Behrendsen, Möricke
Actaeonina ovata Behr.	Portezuelo ancho	mittlerer Lias			Behrendsen
Actaeon Manflasensis Mör.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten		*A. Lorieri* Héb. et Desl. (Bathonien)	Möricke
Nerinea Stelzneri Gottsche	Espinazito	Unteroolith			Gottsche
Nerinea sp.	Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten			Steinmann
Nerinea sp.	Doña Anna	Unteroolith			Bayle et Coq.
Lamellibranchiata.					
Ostrea flabelloides Lam. = *O. Marshi* Bayle et Coq.	Doña Anna	„	Europa		„ „ „

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Gryphaea cf. *calceola* QUENST.	Puente del Inca, Thal von Maricunga	Unteroolith	Europa	*G. calceola* QUENST. (Zone des *A. Sowerbyi*)	GOTTSCHE, **MÖRICKE**
G. Darwini FORB. = *Ostrea hemisphaerica* D'ORB. = *O. cymbium* BAYLE et COQ. = *Gryphaea cymbula* GIEB. = *G. cymbium* PHILIPPI = *G. obliqua* GIEBEL	Las Amolanas, Sierra de la Ternera, Tres Cruces, Thal des Rio de Copiapó, Manflas, Jorquera, Juntas, La Encantada	unterer Lias (Gryphitenkalk)		*G. obliqua* GOLDF. (Lias β)	**DARWIN, D'ORB., BAYLE et COQ., PHILIPPI, GIEBEL, MÖRICKE**
***G.* cf. *cymbium* LMK.**	**Valle d. l. leñas amarillas**	**mittlerer Lias**		***G. cymbium* LMK.**	**BEHRENDSEN**
***G. santiaguensis* HUP.**	**Umgebung des Vulcans San José**	**Unteroolith**			**HUPPÉ**
***G.* cf. *santiaguensis* HUP.**	**Espinazito, Caracoles, Quebrada de la Iglesia, Peñon in der Quebrada de Maricunga**	**"**			**GOTTSCHE, MÖRICKE**
***G. striata* PHIL.**	**Atacama, Portezuelo ancho**	**mittlerer Lias**			**PHILIPPI, BEHRENDSEN**
***G. sublobata* DESH.**	**Eisenoolith von Manflas**	***Humphriesianus*-Schichten**	**Europa (Unteroolith)**		**MÖRICKE**
***G.* cf. *sublobata* DESH.**	**Zwischen Jorquera und La Guardia**	**mittlerer resp. oberer Lias**			**"**

Anomia striatula Opp.	Las Amolanas	unterer Lias (Gryphitenkalk)	Europa		Möricke
Anomia sp.	Valle de las leñas amarillas	Lias			Behrendsen
Plicatula rapa Bayle et Coq.	Manflas, Sierra de la Destilladera	unterer Lias (Gryphitenkalk)		*P. crucis* Dum. (unterer Lias)	Bayle et Coq., Möricke
Ctenostreon pectiniforme Schloth. = *Lima rustica* Hup.	Espinazito, Caracoles, Eisenoolith von Manflas, Tres Cruces.	*Humphriesianus*-Schichten	„		Gottsche, Steinmann, Möricke, Huppé
Ctenostreon sp.	Sierra de la Ternera	unterer Lias			Möricke
Lima cf. *dupla* Quenst. = *L. decorata* Giebel	Las Amolanas, Copiapó	„ „	„		Möricke, Giebel
L. cf. *duplicata* Sow.	Espinazito	Unteroolith		*L. duplicata* Sow. (Bathonien)	Gottsche
L. raricostata Bayle et Coq.	Doña Anna	„			Bayle et Coq.
L. truncatifrons Bayle et Coq.	„ „	„			„ „ „
Plagiostoma tenuistriatum Goldf.	Canales bei Melon	*Humphriesianus*-Schichten	„		Möricke
Hinnites cf. *velatus* Goldf.	Portezuelo ancho	unterer Lias		*H. velatus* Goldf.	Behrendsen
H. cf. *Davoëi* Dum.	Mine Amolanas	oberer Lias		*H. Davoëi* Dum. (mittlerer Lias)	Möricke
Hinnites sp.	Espinazito	Unteroolith		*H. abjectus* Phill.	Gottsche
Pecten Hehli d'Orb.	Valle de las leñas amarillas, zwischen Jorquera und La Guardia	mittlerer Lias	Europa (unterer bis mittlerer Lias)		Behrendsen, Möricke
P. laminatus Sow.	Espinazito	Unteroolith	Europa		Gottsche

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
***Pecten (Amusium) paradoxus* Münst.**	Valle de las leñas amarillas, Quebrada de la Iglesia bei Manflas	mittlerer resp. oberer Lias	Europa		Behrendsen, Möricke
***P. pumilus* Lmk.**	Espinazito	Unteroolith	„		Gottsche
***P.* cf. *sepultus* Quenst.**	Unteres Ende des Thales von Jorquera	unterer Lias	„	*P. sepultus* Quenstedt	Möricke
***P. textorius* Schloth.**	Portezuelo ancho, Valle de las deñas amarillas, Quebrada de la Iglesia	unterer und mittlerer Lias	„		Behrendsen, Möricke
***P. (Entolium) disciformis* Schübl.**	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	„		Möricke
***Vola alata* v. Buch = *Pecten pradoanus* Behrendsen**	Mine Amolanas, Sierra de la Ternera, Manflas, Jorquera, Umgegend von Coquimbo, Caracoles, Portezuelo ancho, Umgegend von Lima in Peru	unterer, mittlerer und oberer Lias		*V. pradoana* Vern. et Coll. Spanien (mittlerer Lias)	v. Buch, Bayle et Coq., Giebel, Steinmann, Behrendsen, Möricke
***Vola Bodenbenderi* Behr.**	Portezuelo ancho	mittlerer Lias			Behrendsen
***V. Dufrenoyi* d'Orb.**	Portezuelo ancho, Tres Cruces	Lias			d'Orbigny, Behrendsen
***Pseudomonotis costata* Sow.**	Espinazito	Unteroolith	Europa (Bathonien)		Gottsche
***P. Münsteri* Bronn**	„	„	Europa		„

Pseudomonotis cf. *papyria* QUENST.	Portezuelo ancho, unteres Ende des Thales von Jorquera	unterer und mittlerer Lias		*P. papyria* QUENSTEDT	BEHRENDSEN, MÖRICKE
P. substriata MÜL.	Espinazito	oberer Lias?	Europa		GOTTSCHE
Posidonia Steinmanni BEHR.	Picun Leuvú	Unteroolith			BEHRENDSEN
Gervillia sp.	Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten			MÖRICKE
Inoceramus fuscus QUENST.	Picun Leuvú	Unteroolith	„		BEHRENDSEN
I. cf. *substriatus* MÜNST.	Valle de las leñas amarillas	mittlerer Lias	„	*I. substriatus* MÜNST.	„
Perna americana FORB.	Copiapó	unterer Lias			DARWIN
P. nana BEHR.	Catantil	Unteroolith			BEHRENDSEN
Mytilus cf. *scalprum* GOLDF.	Tres Cruces	unterer Lias	„	*M. scalprum* GOLDF.	BAYLE et COQ.
Modiola cf. *gigantea* QUENST.	Peñon in der Quebrada de Maricunga	Unteroolith	„	*M. gigantea* QUENST.	MÖRICKE
M. imbricata SOW.	Espinazito, Catantil, Porphyrittuff der Umgebung von Huantajaya	Unteroolith (*Humphriesianus*-Schicht.)	Europa (Bathonien)		GOTTSCHE, BEHRENDSEN, MÖRICKE
Lithodomus sp.	Valle de las leñas amarillas	Lias			BEHRENDSEN
Myoconcha sp.	Quebrada de la Iglesia bei Manflas	mittlerer Lias			MÖRICKE
Pinna cf. *cuneata* PHILIPPS	Porphyrittuff westlich von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten	Europa	*P. cuneata* PHILIPPS	„
Arca sp.	La Guardia	oberer Lias			„

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Cucullaea sparsicosta GOTTSCH.	Espinazito	Unteroolith		*C. truncata* BKM.	GOTTSCHE
Cucullaea sp.	Portezuelo ancho	mittlerer Lias			BEHRENDSEN
L. acuminata v. BUCH	Valle d. l. leñas amarillas	mittlerer Lias	Europa		„
L. striatissima GOTTSCHE	Espinazito	Unteroolith			GOTTSCHE
Trigonia aff. *bella* LYC.	La Guardia	Oberer Lias resp. Unteroolith		*T. bella* SZE. (Unteroolith von England)	MÖRICKE
T. densestriata BEHR.	Catantil	Unteroolith			BEHRENDSEN
T. exotica STEINM.	Eisenoolith von Manflas, Canales bei Melon	*Humphriesianus*-Schichten		*T. signata* AG., *T. Clapensis* TQM.	MÖRICKE
T. Gottschei STEINM.	Caracoles und Porphyrittuff östl. von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten		*T. praelonga* GOTTSCHE (*Sowerbyi*- und *Sauzei*-Schichten von Espinazito)	MÖRICKE
T. gryphitica STEINM.	Las Amolanas	unterer Lias (Gryphitenkalk)			MÖRICKE
T. infraclavellata STEINM.	„ „	unterer Lias (Gryphitenkalk)			MÖRICKE
T. Lycetti GOTTSCHE	Espinazito	Unteroolith			GOTTSCHE
T. praelonga GOTTSCHE	„	„			„
T. rectangularis GOTTSCHE	„	„			„
T. signata AG.	„	„	Europa		„

Trigonia Stelzneri GOTTSCHE	Espinazito, Eisenoolith von Manflas, Porphyrittuff östlich von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten		*T. elongata* Sow.	GOTTSCHE
T. substriata GIEB.	Juntas, Portezuelo ancho	mittlerer Lias			GIEBEL u. BEHRENDSEN
T. cf. *substriata* STEINM.	La Guardia und Quebrada de las Trancas bei Amolanas	mittlerer und oberer Lias			MÖRICKE
Trigonia sp.	Valle de las leñas amarillas	mittlerer Lias		*T. formosa* LYC.	BEHRENDSEN
Cardinia cf. *Deshayesi* TQM.	Sierra de la Ternera	unterer Lias	Europa	*C. Deshayesi* TQM.	MÖRICKE
C. Andium GIEB.	Juntas	Lias			GIEBEL
C. Valenciennesi BAYLE et COQ.	Manflas	unterer Lias			BAYLE et COQ.
Astarte antipodum GIEB.	Juntas, Valle de las leñas amarillas	Lias			GIEBEL, BEHRENDSEN
A. Andium GOTTSCHE	Espinazito, Cordillere von Chillan (?)	Unteroolith		*A. detrita* GOLDF.	GOTTSCHE
A. Beneckei MÖR.	Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten			MÖRICKE
A. clandestina GOTTSCHE.	Espinazito	Unteroolith		*A. interlineata* MOR. a. LYC.	GOTTSCHE
A. Darwini FORB.	Copiapó	unterer Lias			DARWIN
A. excavata Sow.	Espinazito	Unteroolith	Europa		GOTTSCHE
A. gracilis MÖR.	Eisenoolith von Manflas, Caracoles, Porphyrittuff östl. von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten		*A. elegans* Sow.	MÖRICKE

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Astarte gregaria Phil.	Chaco, Espinazito	Unteroolith			Philippi, Gottsche
A. mirabilis Mör.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten			Möricke
A. Puelmae Steinm.	Caracoles, Porphyrittuff östl. von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten			Steinmann, Möricke
Opis exotica Gottsche	Espinazito	Unteroolith		*O. similis* Sow.	Gottsche
Lucina americana Forb.	Kalke von Huantajaya	"			Darwin
L. atacamensis Mör.	Sierra de la Ternera	oberer Lias			Möricke
L. dosinaeformis Gottsche	Espinazito	Unteroolith			Gottsche
L. Goliath Gottsche	"	"			"
L. cf. *Goliath* Gottsche	Peñon in der Quebrada de Maricunga	"			Möricke
L. intumescens Gottsche	Espinazito	"			Gottsche
L. laevis Gottsche	Espinazito, Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten		*L. despecta* Phil.	Gottsche, Steinmann
L. plana Ziet.	Espinazito, Caracoles, Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	Europa (Unterregion des Unteroolith)		Gottsche, Steinmann, Möricke
Isocardia cordata Buckm.	Espinazito	Unteroolith	Europa		Gottsche
Isocardia sp.	Valle de las leñas amarillas	Lias			Behrendsen
Isocardia sp.	Quebrada de la Iglesia	oberer Lias			Möricke
Venus peregrina Gottsche	Espinazito	Unteroolith			Gottsche

Pholadomya abbreviata Hup.	Espinazito, Doña Anna	Unteroolith		*Ph. fidicula* Sow.	Huppé, Gottsche
Ph. acostae Bayle et Coq.	Tres Cruces, Portezuelo ancho	mittlerer Lias			Bayle et Coq., Behrendsen
Ph. andina Mör.	Peñon in der Quebrada de Maricunga	oberer Lias resp. unterster Dogger		*Ph. corrugata* K. et D.	Möricke
Ph. decorata Ziet.	Portezuelo ancho	mittlerer Lias	Europa		Behrendsen
Ph. fidicula Sow.	Espinazito, Doña Anna, Catantil, Quebrada de Calquis, Queb. de la Igles.	oberer Lias und Unteroolith	„		Gottsche, Bayle et Coq., Behrendsen, Möricke
Ph. Plagemanni Mör.	Porphyrittuff östl. von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten		*Ph. fidicula* Sow. *Ph. abbreviata* Hup.	Möricke
Ph. cf. *Voltzi* d'Orb.	Juntas, zwischen Jorquera und La Guardia	oberer Lias	„	*Ph. Voltzi* d'Orb.	Giebel, Möricke
Arcomya Senckenbergi Mör.	Porphyrittuff östl. von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten			Möricke
Homomya Bodenbenderi Behr.	Portezuelo ancho	mittlerer Lias			Behrendsen
H. obliquata Phill.	„ „	„ „	„		„
Goniomya sp.	Valle d. l. leñas amarillas				„
Pleuromya Gottschei Behr.	Catantil	Unteroolith			„
P. jurassi Ag.	Espinazito, Arroyo negro	„	„		Gottsche, Behr.
P. cf. *liasina* Schübl.	Mine Amolanas	mittlerer Lias	„	*P. liasina* Schübl.	Möricke
P. cf. *meridionalis* Dum.	zwischen Jorquera und La Guardia	„ „	„	*P. meridionalis* Dum.	„
P. striatula Ag.	Valle d. l. leñas amarillas	Lias $\alpha - \beta$	„		Behrendsen
P. cf. *unioides* Goldf.	„ „ „ „	mittlerer Lias	„		„

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Gresslya gregaria GOLDF.	Eisenoolith von Manflas, Porphyrittuff östlich von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten	Europa		MÖRICKE
G. cf. *peregrina* PHIL.	Espinazito, Tres Cruces	Unteroolith	„	*G. peregrina* PHIL.	GOTTSCHE
Ceromya Steinmanni MÖR.	Peñon in der Quebrada de Maricunga	oberer Lias resp. unterster Dogger			MÖRICKE
Ceromya sp.	Quebrada de las Trancas	oberer Lias			„
Cercomya Iglesiae MÖR.	Quebrada de la Iglesia	„			„
C. undulata SOW.	Eisenoolith von Manflas	*Humphriesianus*-Schichten	„		„
Brachiopoda.					
Lingula cf. *Metensis* TQM.	Mine Amolanas, Sierra de la Ternera	unterer Lias	„	*L. Metensis* TQM.	„
L. Plagemanni MÖR.	Canales bei Melon, Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten		*L. Beanii* PHIL. (Br. Jura β)	„
Spiriferina cf. *Münsteri* DAV.	Mine Amolanas, La Guardia, Quebrada de las Trancas	oberer Lias	„	*Sp. Münsteri* DAV. (mittl. Lias)	„
Sp. rostrata SCHLOTH. = *Sp. chilensis* FORB. = *Sp. linguiferoides* FORB. = *Sp. tumidus* BAYL et COQ.	Las Amolanas, Sierra de la Ternera, Thal des Rio claro bei Coquimbo, Juntas, Tres Cruces, Manflas, Sierra de Guanaco	unterer Lias (Gryphitenkalk)	Europa (unterer u. mittlerer Lias)		DARWIN, BAYLE et COQ., GIEBEL, DAVIDSON, MÖRICKE

Rhynchonella aenigma d'Orb. = *Rh. concinna* Bayle et Coq.	Coquimbo, Doña Anna, Espinazito	Unteroolith		*Rh. concinna* Sow.	d'Orbigny, Bayle et Coq.
Rh. cf. *aenigma* d'Orb.	Caracoles	„		*Rh. obsoleta* Sow.	Steinmann
Rh. Andium Gottsche = *Rh. aenigma* d'Orb. = *Rh. subtetraëdra* Conr.	Espinazito, Doña Anna, Manflas, Kalke von Huantajaya bei Iquique	„			Gottsche, Darwin, Conrad
Rh. caracolensis Gottsche	Caracoles, Porphyrittuff östlich von Iquique	*Humphriesianus*-Schichten			Gottsche, Steinmann, Möricke
Rh. manflasensis Mör.	Manflas, Canales bei Melon	oberster Horizont der *Sauzei*-Kalke		*Rh. caracolensis* Gottsche *Rh. S. Vigilii* Leps.	Möricke
Rh. belemnitica et *plicatissima* Quenst. = Th. *Rh. aenigma* Forb. non d'Orb. = *Rh. aenigma* Gieb.	Las Amolanas, Sierra de la Ternera, Umgebung von Coquimbo, Guasco, Copiapó, Juntas	unterer Lias	Europa		Darwin, Giebel, Möricke
Rh. tetraëdra Sow.	Quebrada de las Trancas, Manflas, Portezuelo ancho	mittlerer und oberer Lias	„		Bayle et Coq., Behrendsen, Möricke
Rh. triplicata Quenst.	Mine Amolanas, Iglesia, zwischen Jorquera und La Guardia		„		Möricke
Terebratula copiapensis Mör.	Peñon in der Quebrada de Maricunga	oberer Lias resp. unterster Dogger		*T. perovalis* Sow.	„
T. cornuta Sow.	Juntas	mittlerer Lias	„		Giebel

Name der Art	Fundorte	Lager der Art	Sonstiges Vorkommen	Verwandte Arten	Angabe der Quellen
Terebratula Domeykana Bayle et Coq.	Doña Anna, Juntas, Sierra de la Ternera	mittlerer resp. oberer Lias		*T. subpunctata* Dav. (mittl. Lias)	Bayle et Coq., Giebel, Möricke,
T. emarginata Sow.	Doña Anna	Unteroolith	Europa		Bayle et Coq.
T. Gottschei Steinm.	Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten		*T. Lycetti* Dav. (oberer Lias)	Steinmann
T. Hohmanni Mör.	Peñon in der Quebrada de Maricunga	oberer Lias resp. unterster Dogger		*T. Lycetti* Dav. (oberer Lias)	Möricke
T. perforata Piette	Sierra de la Ternera	unterer Lias	„		„
T. perovalis Sow. = *T. inca* Forb.	Espinazito, Caracoles, Tres Cruces, Manflas, Porphyrittuff ö. v. Iquique	unterster Dogger bis *Humphriesianus*-Schichten	„		„
T. punctata Sow.	Quebrada de la Iglesia, zwischen Jorquera und La Guardia, Juntas, Portezuelo ancho	mittlerer Lias	„		Giebel, Behrendsen, Möricke
T. subovoides Röm. = *T. ornithocephala* Bayle et Coq.	Mine Amolanas, Tres Cruces, Manflas, Portezuelo ancho	„ „	„		Bayle et Coq., Behrendsen, Möricke
T. cf. *subnumismalis* Dav.	Valle d. l. leñas amarillas	„ „	„	*T. subnumismalis* Dav.	Behrendsen
Vermes.					
Serpula varicosa Behr.	Portezuelo ancho, Valle de las leñas amarillas	„ „		*S. etalensis* Piet.	Behrendsen

Echinoidea.					
Stomechinus andinus Phil. = *Echinus diademoides* Bayle et Coq.	Cordillere von Illapel, Doña Anna, Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten			Philippi, Bayle et Coq., Steinmann
(?) *Echinus bigranularis* Lmk.	Doña Anna	Unteroolith	Europa		Bayle et Coq.
Anthozoa.					
Montlivaultia boliviensis Steinm.	Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten			Steinmann
M. cf. *decipiens* (Goldf.) aut.	„	„			„
M. trochoides E. a. H.	„	„	„		„
Isastraea chilensis Mör.	Manflas und östlich von Iquique	„		*I. Bernardiana* d'Orb.	Möricke
I. manflasensis Mör.	Manflas	„			„
I. cf. *Richardsoni* E. a. H.	Caracoles	„			Steinmann
Isastraea sp.	„	„			Möricke
Isastraea sp.	Mine Amolanas	oberer Lias			„
Latimaeandra caracolensis Steinm.	Caracoles	*Humphriesianus*-Schichten			Steinmann
Latimaeandra sp.	Mine Amolanas	oberer Lias			Möricke
Thamnastraea sp.	Manflas	*Humphriesianus*-Schichten			„
cf. *Stephanocoenia Bernardiana* d'Orb.	Caracoles	„		*St. Bernardiana* d'Orb.	Steinmann

Erklärung der Tafeln I—VI.

Tafel I.

Fig. 1 a, b. *Hildoceras Levisoni* Simps. Oberer Lias. La Guardia.
„ 2 a, b, 3. *H. Lilli* Hau. Oberer Lias. La Ternera.
„ 4. *H.* aff. *Lilli* Hau. Oberer Lias. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 5 a, b u. 6 a, b. *H. copiapense* Mör. Oberer Lias. La Ternera.
„ 7 a, b. *Hammatoceras gonionotum* Ben. *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 8. *Pholadomya andina* Mör. Oberer Lias resp. unterster Dogger. Peñon in der Quebrada de Maricunga.
„ 9. *Trigonia exotica* Steinm. *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.

Tafel II.

Fig. 1 a, b. *Sphaeroceras polymerum* Waag. *Sauzei*-Kalke. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 2 a, b, c. *Terebratula Domeykana* Bayle et Coq. Oberer Lias. La Ternera.
„ 3. *Trigonia infraclavellata* Steinm. Unterer Lias. Las Amolanas.
„ 4. *Leioceras subplanatum* Opp. Oberer Lias. Peñon in der Quebrada de Maricunga.
„ 5 a, b, c. *Terebratula copiapensis* Mör. Oberer Lias. Peñon in der Quebrada de Maricunga.
„ 6. *Deroceras* aff. *Davoëi* Sow. Oberer Lias. La Guardia.
„ 7. *Astarte gracilis* Mör. *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 8. *Cercomya Iglesiae* Mör. Oberer Lias resp. unterster Dogger. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.

Tafel III.

Fig. 1 a, b. *Nautilus* cf. *chilensis* Hup. Unterer Lias. Las Amolanas.
„ 2. *Hildoceras comense* v. Buch. Oberer Lias. Quebrada de Chalquis bei Las Amolanas.

Fig. 3 a, b. *Hammatoceras (Sonninia) polyacanthum* WAAG. *Sauzei*-Kalke. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 4. *Ceromya Steinmanni* MÖR. Oberer Lias resp. unterster Dogger. Peñon in der Quebrada de Maricunga.
„ 5. *Trigonia gryphitica* STEINM. Unterer Lias. Las Amolanas.
„ 6 a, b, c. *Terebratula perovalis* Sow. Unteroolith. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.

Tafel IV.

Fig. 1 a, b, 2, 3, 4. *Gryphaea Darwini* FORB. Unterer Lias. Las Amolanas.
„ 5 u. 6. *Lithotrochus Humboldti* v. BUCH. Unterer Lias. Las Amolanas und La Ternera.
„ 7. *Trochus andinus* MÖR. Oberer Lias. Mine Amolanas.
„ 8 a, b. *Amberleya americana* MÖR. Mittlerer Lias. Mine Amolanas.
„ 9 a, b. *Nautilus Steinmanni* MÖR. (verkleinert). *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 10 a, b. *Lucina atacamensis* MÖR. Oberer Lias. La Ternera.
„ 11. *Hammatoceras Alleoni* DUM. *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.

Tafel V.

Fig. 1 a, b. *Sphaeroceras* cf. *Brocchi* Sow. *Sauzei*-Kalke. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 2 a, b. *Phylloceras* cf. *homophylum* BEHR. *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 3. *Hamusina* cf. *Damesi* GEM. *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 4. *Astarte mirabilis* MÖR. *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 5 a, b. *Coeloceras* aff. *modestum* VAC. *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 6 a, b. *Hammatoceras (Sonninia) Andium* GOTTSCHE. *Sauzei*-Kalke. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 7 a, b, c. *Rhynchonella manflasensis* MÖR. Oberster Horizont der *Sauzei*-Kalke. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 8. *Actaeon manflasensis* MÖR. (vergrössert). *Humphriesianus*-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.
„ 9. *Lingula Plagemanni* MÖR. *Humphriesianus*-Schichten. Canales bei Melon.
„ 10. *L.* cf. *Metensis* TQM. (vergrössert). Unterer Lias. Mine Amolanas.

Tafel VI.

Fig. 1. *Arcomya Senckenbergi* MÖR. *Humphriesianus*-Schichten. Porphyrittuff östlich von Iquique.
„ 2. *Pholadomya Plagemanni* MÖR. *Humphriesianus*-Schichten. Porphyrittuff östlich von Iquique.

Fig. 3. ***Astarte Beneckei*** **Mör.** ***Humphriesianus*****-Schichten. Caracoles.**

„ 4 a, b. ***Terebratula Hohmanni*** **Mör. Oberer Lias resp. unterster Dogger. Peñon in der Quebrada de Maricunga.**

„ 5. ***Isastraea manflasensis*** **Mör.** ***Humphriesianus*****-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.**

„ 6 a, b. ***I. chilensis*** **Mör.** ***Humphriesianus*****-Schichten. Quebrada de la Iglesia bei Manflas.**

„ 7. ***Trigonia Gottschei*** **Steinm.** ***Humphriesianus*****-Schichten. Porphyrittuff östlich von Iquique.**

„ 8. ***T. Gottschei*** **Steinm. (Steinkern).** ***Humphriesianus*****-Schichten. Caracoles.**

„ 9. ***T. exotica*** **Steinm.** ***Humphriesianus*****-Schichten. Canales bei Melon.**

„ 10. ***Harpoceras proximum*** **Gottsche.** ***Sausei*****-Kalke. Thal von Copiapó.**

„ 11. ***Pinna*** **cf.** ***cuneata*** **Phill.** ***Humphriesianus*****-Schichten. Porphyrittuff östlich von Iquique.**

„ 12. ***Natica Philippi*** **Mör. Oberer Lias. Quebrada de las Trancas bei Las Amolanas.**

Beiträge zur Lehre von der Regionalmetamorphose.

Von

L. Milch in Breslau.

Rosenbusch hat in seiner grundlegenden Abhandlung „Zur Auffassung des Grundgebirges“, auf die wohl jeder Petrograph und Geologe bei einer Discussion der krystallinen Schiefer wird zurückgreifen müssen, die Structuren der krystallinen Schiefer als wesentlich mechanische den chemischen oder stöchiologischen Structurformen der Eruptivgesteine gegenübergestellt; zu den mechanischen Structuren werden auch die Structuren von Gesteinen gerechnet, die zeigen, dass die krystalline Entwickelung sich im starren, oder doch nahezu starren, jedenfalls nicht im flüssigen Aggregatzustand vollzogen haben muss.

Das Studium mechanischer Sedimente und ihrer Umwandlungsproducte legte den Wunsch nahe, die Structur der krystallinischen Schiefer in ähnlicher Weise dem Aufbau der klastischen Gesteine gegenüber abzugrenzen, wie es Rosenbusch gegenüber den Eruptivgesteinen gethan hat; in zweiter Linie entstand dann das Bestreben, die gemeinsame Tendenz, die aus Eruptivgesteinen wie aus mechanischen Sedimenten das gleiche Product, eben die krystallinen Schiefer, hervorbringt, scharf zu präcisiren.

Ihren Ausgangspunkt nahmen die Erwägungen von einer im Laufe der Untersuchungen stets wiederkehrenden, auffallenden Erscheinung: Gesteine, die man mit dem unbewaffneten Auge als typisch klastisch erkennt, und andere, die ebenso deutlich den Charakter der krystallinen Schiefer tragen,

erscheinen unter dem Mikroskop überaus ähnlich und diese Ähnlichkeit nimmt zu mit der Stärke der angewandten Vergrösserung.

Eine petrographische Beschreibung dieser Gesteine würde weit über den Rahmen des vorliegenden Aufsatzes hinausgehen und soll an anderer Stelle erfolgen; als Nachweis für ihren makroskopisch durchaus verschiedenen Charakter mögen die Auffassungen hervorragender Geologen dienen, die sich von anderen Gesichtspunkten aus mit den betreffenden Gesteinen beschäftigt haben.

Den typisch klastischen Gesteinen der Verrucanogruppe, den Conglomeraten und Sandsteinen, stellen alle Forscher die schieferigen Gesteine des Vorder-Rheinthales gegenüber. Leopold von Buch[1] unterscheidet direct von den Conglomeraten etc. die Talkschiefer am Südabhange des Panixer Passes; ein „ganz gneusartiges, grobflaseriges Ansehen" schreibt H. C. Escher[2] den Gesteinen des Vorder-Rheinthales zu. An einer anderen Stelle bezeichnet er ein derartiges Gestein aus dem Rheinthal direct als „krummflaserigen Gneiss"[3]. Arnold Escher und Studer[4] gelangen zu einer Dreitheilung der Gesteine: neben dem conglomeratischen Verrucano, der hier zunächst ausser Betracht bleibt, unterscheiden sie Sandstein und Quarzit, spec. Talkquarzit und betonen bei dem letzteren ausdrücklich Übergänge in Gneiss. Albert Heim[5] unterscheidet vom rein descriptiven Standpunkte aus die conglomeratischen Ablagerungen von den schieferigen und gneissähnlichen, zwischen denen er sehr wohl Übergänge kennt, und Rothpletz[6] misst

---

[1] L. v. Buch, Reise über die Gebirgszüge der Alpen zwischen Glaris und Chiavenna im August 1803. (Magazin der Gesellschaft naturforschender Freunde. 3. Jahrg. 1809. 102 ff.)

[2] H. C. Escher in: Mittheilungen aus dem Gebiete der theoretischen Erdkunde. Herausgegeben von F. Fröbel und O. Heer. Bd. I. Zürich 1836. S. 173 ff.; spec. 191/192.

[3] H. C. Escher, l. c. 537 ff.; spec. 548—550.

[4] B. Studer, Geologie der Schweiz. Bd. I. 1851; 412—414.

[5] Albert Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Bd. I. passim 1878.

[6] A. Rothpletz, Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi. Abh. schweiz. palaeont. Ges. für 1878. Bd. VI. 14 ff. Zürich 1879.

diesen petrographischen Unterschieden eine solche Bedeutung bei, dass er auf sie eine Theilung des Verrucanocomplexes in echten Verrucano, carbonische Gesteine und Gneiss durchführt.

Nicht alle klastischen Verrucanogesteine eignen sich in derselben Weise zu einem Vergleich mit den Gesteinen vom Habitus der krystallinen Schiefer. Gerade hier, wo es sich um den Habitus handelt, würde bei Conglomeraten, die noch Bruchstücke älterer Gesteine mit charakteristischen Structuren enthalten, zunächst das Auftreten verschiedener Structuren die Untersuchung unnöthig compliciren; man würde ferner ungerechtfertigter Weise, aber durch die ganze historische Entwickelung der Lehre von der Gesteinsgenese veranlasst, zwischen Gesteinen, die noch Reste fremder Structuren enthalten, und anderen, bei denen dies nicht oder richtiger nicht mehr der Fall ist, einen Unterschied empfinden, den man sich als quantitativ, nicht qualitativ, immer wieder construiren müsste. Aber auch sehr stark durch Eisenhydroxyd gefärbte Gesteine, wie sie im Verrucano weit verbreitet sind, eignen sich nicht für eine derartige Untersuchung: Eisenhydroxyd beherrscht auch in geringer Menge den Eindruck, den ein Gestein hervorruft, sehr stark, sodann verdeckt es thatsächlich durch seine Impellucidität einen grossen Theil der ersten, wichtigsten Vorgänge, soweit sie sich wenigstens auf Umwandlung des Cementes beziehen. Für die Frage der Schieferung ist es ferner angenehm, dass das Sediment nicht fein geschichtet ist; eine gewisse Grösse der Körner lässt sodann die klastische Natur des Gesteins länger erkennbar bleiben und verhindert gleichzeitig eine zu rasche mineralogische Umwandlung. Um die Analogieen mit Gneissen deutlich hervortreten zu lassen, ist schliesslich eine mineralogisch dem Haupttypus der Gneisse ähnliche Zusammensetzung, ein Aufbau aus Quarz, Kalifeldspath, Plagioklas und Mineralien der Glimmergruppe erwünscht.

Gesteine, die diesen Anforderungen entsprechen und gleichzeitig den Beginn der Umwandlung durch den Gebirgsdruck zeigen, treten im Verrucano der Glarner Doppelfalte auf. Manche Varietäten aus den sogenannten Mühlsteinbrüchen von Mels (unweit Sargans) gehören hierher, noch günstiger für derartige Untersuchungen sind Gesteine, die im Murgthal

anstehen. Im oberen Theile des Murgthales, zwischen Merten und Lochwerch, sind dies grobkörnige Gesteine, hellgefärbt, weisslich mit einem durch hellrothen Kalifeldspath hervorgebrachten röthlichen Ton, der bisweilen durch den lichtgrünlichen Schimmer fein vertheilten Sericits verdeckt oder beeinträchtigt wird. Das unbewaffnete Auge erkennt leicht bis 0,5 cm grosse Bruchstücke von Kalifeldspath und Quarz, bisweilen typische Geröllform zeigend, in einer sehr quarzreichen, offenbar nicht sehr feinkörnigen, hellgrünlichen Grundmasse liegend. Vereinzelt finden sich auch grössere Quarzgerölle und als Seltenheit Porphyrbruchstücke bis zur Grösse einer halben Faust. Auf angeschliffenen Flächen überwiegt der grünliche Ton, das Bild wird bunter, weil dann aus einer ziemlich dichten, grünen Grundmasse bis 0,5 mm grosse Körner von rothem und rosa Kalifeldspath, milchweissem Feldspath, rauchgrauem und bläulichem Quarz heraustreten, die auf dem natürlichen Bruch sich nicht abheben. Unter dem Mikroskop vermehrt sich der Bestand an Componenten noch um Plagioklas, kleine lichtgrüne Blättchen eines Glimmerminerales, die conventionell als Sericit bezeichnet werden, und wenig Erze. Denselben Mineralbestand, nur vermehrt um Biotit in verschiedenen Graden der Bleichung, weist ein feinkörnigeres, hellröthliches Gestein aus dem unteren Theile des Murgthales auf, das wie ein typischer Sandstein aussieht und primäre Schichtung deutlich erkennen lässt.

Die hier zu besprechenden Einwirkungen des Gebirgsdruckes zeigen beide Gesteine; die einzelnen Symptome sind qualitativ gleich, aber quantitativ verschieden entwickelt, desshalb sollen sie hier, soweit es auf die verschiedenen Äusserungen des Gebirgsdruckes ankommt, gemeinsam behandelt werden. Einige kleine Bruchstücke älterer Gesteine können bei beiden Gesteinen ausser Betracht bleiben, da sie an dem Aufbau der Gesteine nur einen unwesentlichen Antheil nehmen und die Natur dieser Gebilde als Trümmergesteine so klar ist, dass diese Fragmente als Beweismittel nicht erst besonders betont werden müssen.

Betrachtet man sodann die Gesteinscomponenten im Einzelnen, so erkennt man, dass neben typisch klastischen Körnern, die deutlich ihre allothigene Entstehung erkennen lassen,

andere einen grossen Theil der Eigenschaften, die ihnen unter dem Mikroskop jetzt das klastische Gepräge verleihen, erst **nach** dem Transport auf die neue Lagerstätte und nach resp. während ihrer Verfestigung zu einem neuen Gestein erworben haben. So zeigen typisch klastische Quarzkörner, zwischen denen sich dünne Schnüre von Cement befinden, bei genauerer Untersuchung ihre Zusammengehörigkeit zu einem grösseren Korn; die Grenzen der einzelnen Körner entsprechen sich, denkt man sich das eingedrungene Cement fort, so lassen sie sich wieder zusammenfügen, die optische Orientirung weicht in den einzelnen Theilen nur wenig ab, der Gesammtcomplex zeigt gegenüber der Umgebung seine Selbständigkeit. Die Gestalt dieses Complexes ist bisweilen annähernd idiomorph, in den meisten Fällen auch seinerseits wieder typisch klastisch. Andere Quarzkörner zeigen durch ihre gewundene, für losgelöste oder gerollte Fragmente völlig unmögliche Gestalt, dass ihre Begrenzung innerhalb des gegenwärtigen Gesteinsverbandes verändert worden ist — undulöse Auslöschung und verschleierte Zwillingsbildung sind bei ursprünglich klastischen Componenten für sich allein natürlich kein Beweis für mechanische Beeinflussung des gegenwärtig vorliegenden Gesteins. In anderen Fällen wieder zerfällt ein scheinbar einheitliches Quarzkorn bei Anwendung von gekreuzten Nicols in eine grössere Zahl optisch selbständiger Körnchen; dann bietet sich häufig dasselbe charakteristische Bild wie bei vielen Gneissen: neben grösseren einheitlichen Körnern und kleineren abgesprengten Theilen finden sich morphologisch noch zusammenhängende, aber optisch selbständige Körnchen, die oft fingerartig oder wie gezahnte Räder ineinander greifen, optisch ganz scharf ausgeprägte Individualität besitzen, aber einen Zerfall in morphologisch geschiedene Theile durch die eigenthümliche Gestaltung ihrer Begrenzungselemente beinahe unmöglich erscheinen lassen und so zwischen grossen Körnern mit undulöser Auslöschung und solchen, die sich in ein Haufwerk kleinerer, morphologisch selbständiger Körnchen aufgelöst haben, vermitteln. Die Ähnlichkeit mit den erwähnten Gebilden der Gneisse wird noch auffallender, wenn diese verzahnten, optisch selbständigen Körnchen nicht mehr annähernd isometrisch sind, sondern sämmtlich in einer Richtung,

der im Gestein herrschenden Streckungsrichtung, langgezogen erscheinen.

Ähnlich wie die Quarze zeigen auch die Feldspathe häufig durch Gestalt und optische Orientirung die ursprüngliche Zusammengehörigkeit mehrerer, jetzt durch eingedrungenes Cement getrennter Körner, andererseits durch Verschiedenheit der secundären Zwillingsbildung verschiedene Beeinflussung dieser einzelnen Theile nach Bildung des gegenwärtig vorliegenden Mineralverbandes.

Wichtig ist ferner die randliche Umbildung mancher Feldspathe in ganz kleine, farblose oder lichtgrünliche Glimmerblättchen, den sogenannten Sericit, ein Vorgang, der zur Abschleifung der scharfen Ecken eines klastischen Gemengtheils führt. Neben dieser randlichen Sericitisirung der Feldspathe findet sich der gleiche Umwandlungsprocess bei anderen Feldspathen im Centrum oder regellos im Korn an beliebigen Stellen beginnend.

Es wurden bisher wesentlich die Erscheinungen an grösseren Quarz- und Feldspathkörnern beschrieben; neben diesen grossen Körnern finden sich zahllose kleine, die theils eingeschwemmt sind, theils durch die geschilderten Vorgänge aus den grösseren entstanden sind.

Der eigentliche Kitt des Gesteins, die thonigen, durch Eisenhydroxyd schwächer oder stärker roth gefärbten Massen, ist in voller Umwandlung begriffen. Die thonigen Substanzen sind völlig in kleine, hellgrünliche Glimmerblättchen übergeführt, die radial stehen, wo sie grössere Körner umgeben, oder bandartig, mit der Längsrichtung der Blättchen senkrecht gegen die Salbänder, die Trümer zwischen den einzelnen Theilen zersprengter Körner erfüllen. Das Eisenhydroxyd ist zum Theil noch erhalten, zum Theil in ganz kleine, staubartige Körnchen eines dunklen opaken Erzes umgewandelt, die bisweilen den Kitt trübe erscheinen lassen.

Versucht man nun, in Gesteinen dieser Art die Componenten nach ihrer Entstehung zusammenzufassen und zu unterscheiden, so reichen hierzu die bisher einzig üblichen Begriffe allothigen und authigen nicht aus, da sie nur die stoffliche, nicht die morphologische Entstehung der Com-

ponenten berücksichtigen. Offenbar besteht aber für die Structur des neu entstehenden Gesteins ein wesentlicher Unterschied darin, ob ein Gemengtheil seine an anderer Stelle erworbene Gestalt bewahrt, also gewissermaassen sich wie ein Fremdkörper in dem neuen Gestein verhält, oder seine Gestalt den neuen Bedingungen anpasst und somit die Ausprägung der neuen Structur befördert. Gemengtheile, die im neuen Gesteinsverbande ihre Begrenzung nicht geändert haben, sollen als allothimorph, solche, die bei der Entstehung des neuen Gesteins in ihrer Gestalt beeinflusst sind, als authimorph bezeichnet werden. Der Umstand, ob ein Gemengtheil allothimorph oder authimorph ist, ist besonders bedeutsam bei allothigenen Componenten, die von diesem Gesichtspunkte aus in allothimorphe und authimorphe Bruchstücke zerlegt werden müssen.

Von den übrigen Gemengtheilen nehmen solche, die einzeln oder in Gruppen die Gestalt älterer Gebilde besitzen, eine Zwischenstellung zwischen allothigenen und authigenen Gemengtheilen ein, jedenfalls unterscheiden sie sich wesentlich von Neubildungen, die, in ihrer Entstehung von älteren nicht beeinflusst, frei im Gestein sich bilden. Eine Pseudomorphose nach einem allothimorphen Gemengtheil spielt in dem Gestein eine ähnliche Rolle wie ein unveränderter allothimorpher Gemengtheil, sie ist zu unterscheiden von einer Pseudomorphose mit authimorpher Begrenzung, wobei es für die Structur ziemlich gleich bleibt, ob die authimorphe Begrenzung schon von dem ursprünglich vorhandenen Gemengtheil erworben oder erst nach der stofflichen Umwandlung ausgebildet worden ist.

Den Bruchstücken und den Pseudomorphosen gegenüber stehen Bildungen, die frei im Gestein entstehen, ohne sich in ihrer Form an früher vorhandene Componenten zu binden und die desshalb als eleutheromorphe Neubildungen bezeichnet werden sollen.

Unter den Gemengtheilen eines ursprünglisch klastischen, in der Umwandlung begriffenen Gesteins kann man demnach nach der Art, wie diese Gemengtheile entstanden sind und wie sie ihre gegenwärtige Begrenzung erworben haben, folgende Gruppen unterscheiden:

Ia. allothimorphe Bruchstücke: nach Bestand und Gestalt unveränderte klastische Gemengtheile.

b. authimorphe Bruchstücke: nach Bestand unveränderte, nach Gestalt veränderte klastische Gemengtheile.

IIa. allothimorphe Pseudomorphosen: nach Bestand in einer von der Natur des Substrates mehr oder minder abhängigen Weise veränderte, nach Gestalt unveränderte Gemengtheile; unselbständige Neubildungen mit alter, allothimorpher Gestalt.

b. authimorphe Pseudomorphosen: nach Bestand in einer von der Natur des Substrates mehr oder minder abhängigen Weise veränderte, nach Gestalt veränderte Gemengtheile; unselbständige Neubildungen mit neuer, authimorpher Gestalt.

III. eleutheromorphe Neubildungen: nach Bestand und Gestalt veränderte Neubildungen; echte, authigene und authimorphe Neubildungen.

(Selbstverständlich können allothimorphe wie authimorphe Componenten idiomorph oder allothriomorph sein. Pseudomorphosen nach Neubildungen, also nach eleutheromorphen Componenten werden in der Regel wohl nur durch Verwitterung hervorgebracht, structurell spielen sie dieselbe Rolle wie frische eleutheromorphe Gemengtheile und können daher hier ausser Acht bleiben. Als Pseudomorphosen sind im Schema, um es nicht unnöthig zu compliciren, Paramorphosen und echte Pseudomorphosen zusammengefasst.)

In den Gesteinen aus dem Murgthal sind nun alle Kategorieen von Componenten vertreten.

Allothimorphe Bruchstücke sind unter den Quarzen und Feldspathen reichlich vorhanden, auch einige Biotitblätter befinden sich noch in diesem Zustande.

Die authimorphen Bruchstücke müssen nach ihrer Bedeutung für die Structur des Gesteins noch weiter gegliedert werden: diejenigen, die ihre Gestalt ohne Aufgabe der Continuität ändern, also gewundene Gestalt zeigen und gleichzeitig undulöse Auslöschung besitzen, haben sich den veränderten Verhältnissen vollkommener angepasst, als solche, die unter der Einwirkung des Gebirgsdruckes zerbrechen.

Nach diesem Verhalten kann man die authimorphen Bruchstücke in kamptomorphe und authiklastische zerlegen. Und auch die authiklastischen Bruchstücke sind in ihrer Gesammtheit für die Structur des Gesteins noch nicht gleichwerthig: hier spielt die relative Grösse dieser Gebilde eine nicht unwesentliche Rolle. Die kleinsten Bruchstücke gehen in das Cement des Gesteins über, sie bleiben zwar mehr oder minder klastisch, treten aber mit den eigentlichen Neubildungen, die das Gestein verkitten, bis zu einem gewissen Grade zu einer structurellen Einheit zusammen, umziehen mit ihnen die grösseren Gemengtheile flaserig, kurz, sie verhalten sich wie in der Technik die dem Mörtel beigemischten Sandkörner einerseits zu dem Kalk, andererseits zu den eigentlichen Bausteinen. Grössere authiklastische Gemengtheile hingegen erinnern noch an die allothimorphen Componenten; sind sie in grösseren Mengen vorhanden, so bezeichnen sie einen relativ geringen Grad der Metamorphose. In der Mitte zwischen authiklastischen und kamptomorphen Bruchstücken stehen Componenten, die in Häufchen kleiner authiklastischer Körnchen aufgelöst sind. Im Verlaufe der Metamorphose sind sie wenig beständig, da kleine Körnchen sich im Allgemeinen leicht der neuen Anordnung fügen; wo man sie in der alten Gestalt im Gestein findet, kann man sie wohl als fixirte Übergangsformen betrachten und ihre Erhaltung durch ein plötzliches Aufhören oder Nachlassen des Druckes erklären, der auf der Höhe seiner Wirkung den Gemengtheil authiklastisch zertrümmert hat.

Als allothimorphe Pseudomorphosen sind zunächst gebleichte Biotitblätter zu betrachten, die in ihrer fragmentaren Gestalt nicht beeinflusst sind, hierhin würden auch völlig in Sericit umgewandelte, allothimorphe Feldspathe gehören. Im Allgemeinen sind solche Bestandtheile nicht übermässig häufig; wenn ein Mineral durch Druck erst chemisch beeinflusst ist, so unterliegt es auch leicht der mechanischen Deformation. Beschleunigt wird die mechanische Deformation noch, wenn die Pseudomorphose nicht mehr ein einheitlicher Körper ist, sondern aus zahlreichen, mineralogisch gleichen oder verschiedenen Individuen besteht; thatsächlich findet man auch in den besprochenen Gesteinen häufiger gebleichten Glimmer

in der alten Gestalt als völlig in Sericit umgewandelte allothimorphe Feldspathe.

Authimorphe Pseudomorphosen sind gebleichte Glimmer in gestauchter, gewundener oder geschleppter Gestalt, langgezogene Sericithäufchen und ähnliche Gebilde.

Eleutheromorphe Neubildungen sind die Sericitblättchen und zum Theil die Erzkörnchen, besonders die aus Eisenhydroxyd entstandenen Magnetitkörnchen und Eisenglanzblättchen. Die Anordnung dieser Neubildungen ist theilweise ganz regellos — sie bilden dann einen wirren Knäuel und entsprechen somit auch structurell völlig dem unveränderten Cement —, theilweise stellen sie sich radial zu den grösseren Componenten. An einzelnen Stellen — und dies ist der in diesen Gesteinen höchste erreichte Grad der durch den Gebirgsdruck angestrebten Neuordnung — bilden sich aus diesen Blättchen Stränge, die nach einem Punkte convergiren und nach ihrer Vereinigung gemeinsam einen stärkeren Strang bilden. Dies ist der Beginn der Schieferung, soweit sie durch eleutheromorphe Componenten hervorgebracht wird; in diesem Stadium sind Flaserstructur und Lagenstructur noch vereinigt. Bei stärkerer Beeinflussung scheiden sich die Wege: bleibt eine stärkere mechanische Einwirkung aus, während die chemische Umbildung wesentlich durch die Entstehung eleutheromorpher Neubildungen fortschreitet, so entsteht eine eleutheromorph-flaserige Structur, die Neubildungen lagern sich spontan um die grösseren Gemengtheile herum. Dies kann nun in zweierlei Weise geschehen, die beide oft zu beobachten sind: die Neubildungen stellen sich im Allgemeinen radial zu den grösseren Componenten oder sie schmiegen sich mit ihrer Längsrichtung annähernd parallel den Umrissen der älteren festen Bestandmassen an. Diese zweite Erscheinungsform hat grosse Ähnlichkeit mit der mechanisch-flaserigen Structur, bei der Blätter und Säulchen, die schon vor Beginn der Metamorphose vorhanden waren, zusammen mit Pseudomorphosen und eleutheromorphen Neubildungen überwältigt und um die widerstehenden Massen herumgepresst werden. Unterscheidbar sind die beiden Arten dadurch, dass bei der eleutheromorph-flaserigen Structur die einzelnen Blättchen mechanisch nicht deformirt sind und demgemäss keine optischen Störungen aufweisen, die Biegung

also nur vom Complex der zusammentretenden Componenten, nicht von dem einzelnen Blatte ausgeführt wird, während bei der mechanisch-flaserigen Structur die einzelnen Componenten deformirt werden. Im ersten Falle verhalten sich die Componenten wie Glieder einer gedrehten Kette, im zweiten wie die Theile eines Taues. Wiegt hingegen die mechanische Beeinflussung durch Streckung oder Zertrümmerung vor, so entsteht eine mehr oder minder scharf ausgeprägte Lagenstructur. An einer späteren Stelle werden wir darauf hinzuweisen haben, wie beide Tendenzen zusammen auftreten können, und versuchen, wenigstens einige Andeutungen für die Bedingungen aufzufinden, die bald den einen, bald den anderen Weg der Umwandlung vorschreiben.

Vergleichen wir nun mit den beschriebenen Gesteinen einen „krummflaserigen Gneiss", wie er im Vorder-Rheinthal und in den Höhen zwischen Rhein und Linth auftritt. Als Beispiel diene ein Gestein vom Bleitstock, einem Gipfel aus dem Kärpfgebiet oder den Glarner Freibergen. Das Gestein gleicht völlig einem hellen, flaserigen Gneiss; das unbewaffnete Auge erkennt Quarz und Feldspath in grösseren Körnern, die von lichtgrünlichen Flasern in mehr oder minder gewundenen Linien umschlungen werden. Unter dem Mikroskop tritt der Unterschied zwischen den grösseren Körnern und den Flasern noch deutlicher hervor, da die dem unbewaffneten Auge scheinbar homogenen Flasern sich in zahlreiche Sericitstränge und ein Mosaik kleinster, farbloser Körnchen zerlegen.

Eine Untersuchung der einzelnen grösseren Gemengtheile nach ihrer Entstehung und der Entstehung ihrer Begrenzungselemente führt zu folgenden Resultaten:

Unter den Quarzen sind allothimorphe Gebilde nur noch sehr vereinzelt zu beobachten, die meisten sind typisch authimorph und zwar wiegen die kamptomorphen Gebilde entschieden vor. Herrschend finden sich langgezogene Gestalten, deren Länge die Breite mehrfach übertrifft und deren Umgrenzungselemente mit irgend welchen krystallographischen oder allothimorphen Formen in keiner Beziehung mehr stehen. Sie bieten eine Reihe optisch und mechanisch interessanter Phänomene dar, von denen hier nur einige als Beweise der authimorphen Natur der Quarze herausgegriffen werden sollen.

Annähernd senkrecht zur Streckungsrichtung des Quarzes finden sich reihenweise angeordnet unzählige Vacuolen. An den grösseren lassen sich nicht selten bewegliche Libellen beobachten, kleinere scheinen durch Totalreflexion dunkel; grössere Vacuolen ohne Libelle und mit breitem dunklem Rande sind offenbar beim Schleifen angeschnitten. Die Vertheilung dieser Reihen ist verschieden; bald durchsetzen sie den Quarz in seiner ganzen Ausdehnung — dann erscheint bei schwacher Vergrösserung das Korn wie von dünnen Bleistiftstrichen durchzogen —, bald beschränken sie sich auf einzelne Zonen, die durch die Häufung der Vacuolen beinahe dunkel werden. In diesen Zonen ist dann die Quarzsubstanz optisch anders orientirt als das Hauptkorn, ein Umstand, der auch auf Entstehung der Vacuolen durch Druck hinweist. Senkrecht zu diesen Zonen, also parallel der Streckungsrichtung des Gesteins, laufen dicht gedrängt ganz feine, parallele Risse, die wie Spaltrisse aussehen, aber nur ganz geringe Horizontalerstreckung besitzen. Am deutlichsten finden sie sich in den Zonen der dichtgedrängten Vacuolen, senkrecht zu der Längsrichtung der Zonen angeordnet und seitlich nur wenig über sie hinausragend, doch fehlen sie auch an anderen Stellen nicht.

Natürlich zeigen alle diese Quarze in hohem Grade undulöse Auslöschung.

In einem gewissen Gegensatz zu diesen Erscheinungen, die alle mit der kamptomorphen Natur der Quarze zusammenhängen, stehen Phänomene, die auf authiklastische Umformung hinweisen. Unabhängig nämlich von der Streckungsrichtung sind die Quarze von regellos, oft gewunden verlaufenden Klüften durchzogen, die im ersten Stadium nur eine optische Feldertheilung ohne eigentliche Lösung der Continuität hervorrufen, im zweiten Stadium bereits klaffen, aber so schmal sind, dass die Spalte durch Totalreflexion fast dunkel erscheint und nur mit stärksten Systemen das auf ihr eingewanderte Material erkennbar ist. In späteren Stadien erweitern sich die Spalten — dann durchsetzt eine breite, mit neu auskrystallisirtem Material erfüllte Kluft den Quarz; durchlaufen mehrere solcher Spalten ein Korn, so wird dieses zerstückelt und schliesslich liegen isolirte Quarzbruchstücke, deren primärer Zusammenhang bisweilen noch aus den Umgrenzungen

erkennbar ist, oft aber nur aus der benachbarten Stellung im Gesteinsverbande erschlossen werden kann, in einem feinkörnigen Gemenge kleinster Bruchstücke und Neubildungen.

Kamptomorphe und authiklastische Umbildung tritt häufig an demselben Quarze auf; es lässt sich dann oft feststellen, welche Art der Umformung früher, welche später eingetreten ist. Ein stark undulös auslöschender Quarz z. B., der eckige Umgrenzung zeigt, ist sicher zunächst kamptomorph und erst später authiklastisch umgeformt, auf die umgekehrte Reihenfolge deuten Anhäufungen kleiner, langgezogener, ellipsoidisch begrenzter Quarzkörnchen.

Die Feldspathe bieten in diesem Gestein mit Rücksicht auf die mechanischen Einwirkungen geringeres Interesse; obwohl bei ihnen kamptomorphe Umwandlungen nicht gänzlich fehlen, sind die Begrenzungen doch wesentlich authiklastisch. Die Reihe, die von einem von schmalen Klüften durchzogenen Korn durch Breiterwerden und Vermehrung der Klüfte zu völliger Zertrümmerung führt, ist hier noch deutlicher und mit zahlreicheren Zwischengliedern als beim Quarz entwickelt. Von mechanischen Einwirkungen, die nicht zur Lösung der Continuität führen, ist eine eigenthümliche optische Anomalie bemerkenswerth: jedes Feldspathkorn löscht streifig und dabei fleckig aus, die Wirkung auf das Auge lässt sich am besten mit dem Spiel des Lichtes bei Moiré vergleichen. Die Streifen der verschieden orientirten Feldspathsubstanz verlaufen mit ihrer Längsaxe parallel der Streckungsrichtung des Gesteins, sie durchsetzen aber nicht das ganze Korn, sondern verlieren sich im Allgemeinen spindelförmig in der Substanz, die nächste Spindel liegt nicht genau in der Fortsetzung der ersten, sondern ist ein wenig gegen sie verschoben u. s. w. Am zahlreichsten sind diese Spindeln an Stellen, die von Klüften senkrecht zur Streckungsrichtung des Gesteins durchsetzt werden. Bei stärksten Vergrösserungen erkennt man, dass die eigenthümliche spindelartige Gestalt der anders orientirten Feldspathpartieen durch den Verlauf der Zwillingslamellen hervorgebracht wird; an eine Hauptlamelle, die die gesammte Länge der Spindel einnimmt, gruppiren sich seitlich zahlreiche ganz schmale, die nach kurzem Verlaufe ausbleiben. Verfolgt man die Umgrenzung einer Spindel mit Immersionssystemen,

so erkennt man demnach, dass sie nicht eine geschwungene scharfe Linie ist, sondern aus treppenförmigen Absätzen besteht, wobei jeder Absatz das Ausbleiben einer Lamelle markirt. Von chemischen Einwirkungen ist ausser starker Sericitbildung eine Trübung durch graubraune Stäubchen weit verbreitet; durch sie wird der Feldspath theilweise undurchsichtig. Über die Natur dieser trübenden Substanz ist selbst mit stärksten Systemen nichts zu ermitteln; die kleinen Partikel bleiben undurchsichtig, nach ihrer Gestalt erscheinen sie als unregelmässiger Staub, nur selten sind etwas grössere Gebilde als dünne kleine Stäbchen oder Schnitte durch ganz dünne Blättchen zu erkennen. Auffallend ist die häufig zu beobachtende Thatsache, dass die Ränder der oben beschriebenen Spindeln wasserklar oder nur schwach getrübt sind, während das Centrum durch diese Zersetzungsproducte ganz dunkel erscheint.

Ausser diesem Feldspath mit relativ undeutlicher Zwillingsbildung ist in kamptomorphen und authiklastischen Körnern Plagioklas mit deutlich ausgeprägter, polysynthetischer Zwillingsbildung vorhanden.

Einen gewissen Gegensatz zu diesen Componenten bilden die Sericitstränge und ein überaus feinkörniges Mosaik der farblosen Gemengtheile, Gesteinselemente, die zu einander in wechselndem Verhältniss stehen.

Ein Theil des Sericits stammt sicher aus den grossen Feldspathen; dies beweisen Stellen, an denen der Sericit aus zersetztem Feldspath geradezu herausfliesst. Am Ende des zusammenhängenden Feldspathkorns bilden sich dünne Schnüre von Sericit, zwischen sich haben sie theilweise noch Feldspathsubstanz, deren ungelöster Zusammenhang mit dem Hauptkorn deutlich ersichtlich ist, theilweise ein sehr feinkörniges Mosaik farbloser Gemengtheile, über dessen Entstehung an diesen Stellen wenig zu ermitteln ist, das aber wohl am besten als ein Gemenge feinster authiklastischer und eleutheromorpher Substanz aufzufassen ist. Durch Schmälerwerden der Streifen von alter Feldspathsubstanz und des Mosaiks — und dieses Schmälerwerden auch der Mosaikstreifen spricht dafür, dass sich am Mosaik authiklastische Substanz in nicht unbedeutender Menge betheiligt — convergiren die Sericitschnüre und

verschmelzen schliesslich zu einem breiteren Strang, an dem sich nur wenig farblose Gemengtheile betheiligen. Diese Stränge verschmelzen mit anderen, die theilweise von anderen Feldspathen stammen, theilweise in ihrer Entstehung direct nicht mehr zu verfolgen sind. Zurückzuführen ist dieser Sericit theils auf ausgewalzte Pseudomorphosen nach Feldspathbruchstücken, hauptsächlich aber auf umkrystallisirtes Cement, dessen Neubildungen unter Druck angeordnet sind. Dafür spricht die Thatsache, dass diese Stränge in local wechselnder, aber nicht unbedeutender Menge das feine farblose Mosaik enthalten, Eigenschaften, die auf umgewandeltes Cement hinweisen, dass aber andererseits sich Partieen finden, die nur aus etwas grösser blätterigem Sericit bestehen und wohl trotz des Fehlens jeder einheitlichen Begrenzung als ausgewalzte Pseudomorphosen nach Feldspath betrachtet werden können. Diese aus Cement und authimorphen Fragmenten entstandenen Sericitstränge unterscheiden sich von den aus partieller chemischer Umwandlung grösserer Feldspathe hervorgegangenen wesentlich in ihrem Verhalten den grossen Feldspathen gegenüber. Die ersteren schliessen sich allseitig knapp an die grösseren Körner an, die ihnen wie Hindernisse im Wege liegen, die einzelnen Arme vereinigen sich sobald als irgend möglich wieder hinter dem Hinderniss; wenn sich aber an den Enden der Körner todte Räume bilden, die sich mit Neubildungen erfüllen, so betheiligen sich an ihrer Ausfüllung die Sericitstränge nicht, sondern verhalten sich gegen sie wie gegen den grösseren Feldspath. Im Allgemeinen verhalten sich also diese Stränge den grösseren Gemengtheilen gegenüber wie Flüsse, deren Lauf durch eine Insel getheilt wird und deren Wasser sich gleich hinter der Insel wieder vereinigt; die durch partielle Auflösung eines grossen Feldspathkorns gebildeten Sericitschnüre verhalten sich wie Quellbäche, die nach einem Punkte convergiren und von ihm aus vereinigt weiter fliessen. Erwähnenswerth ist in stofflicher Hinsicht die häufige Vergesellschaftung der aus dem Cement entstandenen Sericitschnüre mit Chlorit.

Das feinkörnige Mosaik, das im Gestein eine ähnliche Rolle wie die Sericitschnüre spielt, ist ein sehr complexes Gebilde; in gröberen Partieen ist eleutheromorpher und authi-

klastischer Feldspath und Quarz nachzuweisen. In feinkörnigen Partieen, die der Menge nach vorwiegen, sind solche Unterschiede nicht mehr aufzufinden, doch ist die structurelle Stellung des gröberen und des feineren Mosaiks so völlig übereinstimmend und die Übergänge sind so mannigfaltig, dass man die an dem gröberen Mosaik gemachten Beobachtungen auf das feinkörnigere Gemenge wohl ohne weiteres übertragen darf.

Ein Vergleich der beiden beschriebenen Gesteinsarten, von denen die erste von hervorragenden Geologen unbedenklich als Sandstein, die andere als Gneiss bezeichnet wurde, zeigt, dass sich in ihnen lediglich Unterschiede des Grades, nicht der Art nachweisen lassen. Das unveränderte Material war in beiden Fällen allothigen und allothimorph, vor der Einwirkung des Gebirgsdruckes bestanden die Gesteine aus Componenten, die an einem anderen Orte entstanden waren und an einem anderen Orte resp. durch Transport ihre Gestalt erhalten hatten, bevor sie zu einem klastischen Gestein vereinigt wurden. Der Gebirgsdruck sucht dann diesen allothimorphen und allothigenen Componenten einen Habitus zu verleihen, der mehr in einem organischen Zusammenhange mit dem Wesen des Gesteins steht; er erreicht dieses Ziel rein mechanisch durch Änderung der Gestalt, indem er die Gemengtheile zerbricht oder umformt und somit die Structur des Gesteins in directen ursächlichen Zusammenhang mit der Gestalt der Componenten bringt, oder durch chemische Folgeerscheinungen, die zur Entstehung eleutheromorpher Neubildungen führen. Für die Structur ist beiden Arten der Umwandlung gemeinsam das Auftreten neuer, den veränderten Verhältnissen angepasster Begrenzungen. Dass solche neue Begrenzungselemente überhaupt auftreten, unterscheidet den „Sandstein“ des Murgthales und den „Gneiss“ des Vorder-Rheinthales von unveränderten klastischen Gesteinen; sie selbst unterscheiden sich von einander nur durch das Mengenverhältniss der authimorphen Componenten zu den allothimorphen.

In welcher Weise nun die Authimorphie hervorgebracht wird, ob chemisch oder mechanisch, das hängt offenbar von verschiedenen Umständen ab: in den meisten Fällen treten wohl beide Arten zusammen auf und man kann nur von einem

Überwiegen der einen oder der anderen Art sprechen[1]. Über die Ursachen, weshalb bald die eine, bald die andere Art vorherrscht, ist volle Klarheit wohl noch nicht zu erzielen, wohl aber ist als umwandelnde Ursache der Druck allgemein anerkannt. Für rein mechanische Wirkungen, die hier als authiklastisch und kamptomorph bezeichnet sind, besteht über den Druck als directe Ursache kaum eine Meinungsverschiedenheit, fraglich ist nur, inwieweit man die mineralogischen Umbildungen direct auf ihn zurückführen kann, ob man die Hauptursache der Umbildung in der durch ihn hervorgerufenen mechanischen Näherung der Molekel erblickt, oder ob man ihm lieber eine indirecte Wirkung zuschreibt und ihn wesentlich durch die Umwandlung der Bergfeuchtigkeit in überhitztes Wasser, also als Erzeuger eines agent minéralisateur, mineralumbildend annimmt.

Eine chemische Änderung eines Minerals ist ohne Wegnahme oder Zufuhr von Substanz unerklärlich; in metamorphen Gesteinen kann aber der Träger von Stoffen nur das Wasser sein. Die mineralogischen Veränderungen müssen daher in zwei Theile getheilt werden, in solche, bei denen die Veränderung ohne Mitwirkung des Wassers erklärt werden kann und in solche, bei denen das Wasser ein unentbehrliches Agens ist. In die erste Gruppe gehören alle echten Paramorphosen, die allerdings ziemlich beschränkt sind; in Betracht kommen hier wohl nur die Verhältnisse der chemischen Verbindungen Al_2SiO_5 und TiO_2. Will man die aus den Spring'schen Versuchen möglichen Schlüsse auf die Spitze treiben, so könnte man Fälle, in denen eine völlige Umkrystallisation des Materials ohne jeden Rest der primären Structur stattfand, ausschliesslich auf Druckwirkung zurückführen. An der Grenze stehen schon Fälle, in denen eine Molekel in zwei andere zerfällt; eingeleitet wird dieser Vorgang der Spaltung gewiss

[1] Der Unterschied zwischen den wesentlich mechanisch und den wesentlich chemisch umgewandelten Gesteinen ist gerade in der jüngsten Zeit häufiger stark betont worden, am stärksten wohl von H. Credner, der überhaupt nur Gesteine mit „Deformations- und Mikrobreccienstructur" als regionalmetamorphe Gesteine gelten lassen will. (Vortrag in der XXXVII. Versammlung der Deutsch. geol. Ges. am 11. Aug. 1890; Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. **42**. 602 ff.; spec. 605, 606.)

durch den Druck, dass aber die verschiedenen Molekeln sich trennen und die gleichen zu Mineralneubildungen zusammentreten, ist ohne Transport nicht zu erklären. In diese Gruppe gehört z. B. die Ausscheidung von Albit aus Kalifeldspath. Hierhin könnte man auch Pseudomorphosen stellen, in denen zwei oder mehr neugebildete Mineralien den Raum eines ursprünglichen Minerals erfüllen, wenn die chemische Zusammensetzung der Pseudomorphose genau mit der des primären Minerals übereinstimmt. In den weitaus meisten Fällen wird sich jedoch bei dieser Art der Umwandlung erkennen lassen, dass chemische Veränderungen vor sich gegangen sind, dass Material zugeführt oder weggeführt ist. So sind z. B. Pseudomorphosen von Chlorit und Epidot nach Augit sehr verbreitet und die Mengenverhältnisse der neugebildeten Mineralien schwanken in den weitesten Grenzen; dann ist offenbar in jedem einzelnen Falle Magnesium oder Calcium weggeführt, die Mitwirkung des Wassers demgemäss nicht zu entbehren [1].

---

[1] Die Erwähnung der Umwandlungen, denen der Augit ausgesetzt ist, giebt mir erwünschte Gelegenheit, einige Bemerkungen Dathe's in seinem Aufsatz „die Strahlsteinschiefer des Eulengebirges" (Jahrbuch der K. preuss. geol. Landesanstalt für 1891. 123 ff. Berlin 1893) zu beantworten. Mit vollem Rechte macht Dathe darauf aufmerksam, dass man von „Aktinolith" nur sprechen dürfe, wenn nachgewiesen sei, dass die lichtgrünliche Hornblende thonerdefrei oder thonerdearm sei. (S. 210 ff.) In der von ihm erwähnten Arbeit (Die Diabasschiefer des Taunus) habe ich, wie viele andere Petrographen, „Aktinolith" ohne Rücksicht auf den Thonerdegehalt auf schwach pleochroitische, hellgrünliche, strahlig ausgebildete Hornblende angewandt, statt besser, da eine Analyse ausgeschlossen war, von „strahlsteinartiger Hornblende" zu sprechen. Nachdem aber Dathe diesen unrichtigen Gebrauch des Wortes „Aktinolith" erkannt hat (S. 215), ist es doch wohl keine ganz „billige Forderung, dass darüber Aufklärung gegeben wird, wie aus dem in der Regel sehr thonerdereichen Diabasaugit eine thonerdefreie oder -arme Hornblende, also Strahlstein entstehen kann" (S. 215); es hätte eben in meiner Arbeit nur strahlsteinartige Hornblende heissen müssen, wie Dathe es selbst vorschlägt.

Dathe fährt fort: „Wo ist die Thonerde des Augits hingekommen? da Verf. S. 409 nochmals schreibt: ‚Konnte man beim Rauenthaler Diabasporphyrit nur die Aktinolithisirung des Augits beobachten, die Umwandlung in Epidot und Chlorit nur erschliessen.' Letzteres heisst doch wohl, wenn ich recht verstehe, dass Epidot und Chlorit, wie oben angegeben, nicht vorhanden waren." — In dieser Gestalt ist der aus meiner Arbeit citirte Satz allerdings unverständlich und zwar aus zwei Gründen: erstens fehlt

In überaus charakteristischer Weise findet man dann auch sehr oft in der Nähe solcher Pseudomorphosen das Mineral, das man in der Pseudomorphose selbst vermisst hat. Somit ist die letzte Möglichkeit, dass ein Mineral in regionalmetamorphen Gesteinen von einem chemisch mehr oder weniger nahestehenden verdrängt wird, eigentlich nur ein specieller Fall des eben besprochenen: doch ist dieser Fall für die Theorie besonders wichtig, da er zeigt, dass hier die auf die Spring'schen Versuche gegründeten Anschauungen nicht aus-

---

der ganze zweite Theil und zweitens hat sich in das Citat offenbar ein Lapsus calami eingeschlichen; es heisst bei mir nicht „Diabasporphyrit", den es bei Rauenthal nebenbei gar nicht giebt, sondern „Diabas direct". Mein Satz lautet: „Konnte man beim Rauenthaler Diabas direct nur die Aktinolithisirung des Augit beobachten, die Umwandlung in Epidot und Chlorit nur erschliessen, so geben diese Augitschiefer (nämlich die Augitschiefer des Soonwaldes, von denen überhaupt an dieser Stelle die Rede ist) den unzweideutigen Beweis für die übrigen Arten der Umwandlung." Im Rauenthaler Bruch treten neben den Varietäten, die unter den Neubildungen herrschend Hornblende enthalten, andere auf, bei denen wesentlich Epidot und Chlorit entwickelt ist. Während bei der ersten Art der Umwandlung die Structur des Gesteins unmittelbar die Entstehung der Hornblende aus Augit erkennen lässt, ist die Entstehung des Epidots und Chlorits aus Augit an dieser Stelle unmittelbar nicht zu ersehen (S. 397—403); wohl aber ist dies bei den aus Diabasporphyriten hervorgegangenen Augitschiefern des Soonwaldes der Fall, die Pseudomorphosen von Chlorit und Epidot nach Augit unzweideutig erkennen lassen (S. 407 ff.). Vielleicht kann man meiner Darstellung dieser Verhältnisse den Vorwurf zu grosser Zaghaftigkeit machen, da ich als directen Beweis der Umwandlung nur Pseudomorphosen mit wohl erhaltener Begrenzung gelten liess; den Vorwurf der Unklarheit konnte ich nicht erwarten.

An einer anderen Stelle desselben Aufsatzes (S. 227) sagt Dathe: „Man kann unsere Strahlsteinschiefer (des Eulengebirges) im Sinne der Dynamometamorphiker also nicht als eine Art Gabbroschiefer oder Diabasschiefer ansprechen, obzwar man in den letzteren Gesteinen, wie oben erwähnt, den Aktinolith zu solchem Vergleich sich bereit gestellt hat, wie beispielsweise die schon citirte Arbeit von L. Milch an vielen Stellen lehrt." Auf die Frage der Entstehung der Strahlsteinschiefer gehe ich hier gar nicht ein, sondern möchte nur bemerken, dass Dathe die Bedeutung, die die „Dynamometamorphiker" dem „Aktinolith" zuschreiben, erheblich überschätzt; lediglich auf das Vorhandensein dieses Minerals hin hat ausserhalb einer deutlich in ihren Zwischengliedern nachweisbaren Entwickelungsreihe bisher wohl Niemand eine Entstehung eines Gesteins aus Gabbro oder Diabas behauptet und es ist nicht abzusehen, auf Grund welcher Voraussetzungen eine derartige Behauptung für die Zukunft erwartet werden soll.

reichen. Sie können nie erklären, wie durch mechanische Näherung von gleichen Molekeln Neubildungen entstehen können, wie z. B. durch Näherung von Augitmolekeln, die rings wieder von Augitsubstanz umgeben sind, Epidot oder Chlorit, wie durch Näherung von Feldspathmolekeln Sericit entstehen kann. Hier ist Substanz fortgeführt, somit eine Erklärung allein auf Grund der Spring'schen Versuche unmöglich, die Annahme der Mitwirkung von Wasser unabweislich. Zu den gleichen Schlüssen wird man in allen Fällen gedrängt, in denen trotz Umwandlung (nicht Paramorphose) der Gemengtheile die Structur erhalten ist: eben die Erhaltung der Structur beweist, dass hier die verschiedenen Molekeln — und nur solche können doch nach den Spring'schen Versuchen Mineralneubildungen hervorrufen — einander nicht genähert sein können; es könnte dann unbedingt die Structur nicht erhalten bleiben. Die Vorgänge, die sich hierbei abgespielt haben, entsprechen vielmehr vollkommen den bei der Verwitterung einwirkenden, nur dass sie intensiver und, was die Neubildungen anbetrifft, qualitativ verschieden wirken; der Unterschied erklärt sich leicht durch die verschiedene Temperatur des für beide Fälle wichtigsten Agens, des Wassers. Die Annahme, dass diese Wirkung bei der Mineralneubildung in regional-metamorphen Gesteinen im Wesentlichen auf überhitztes Wasser zurückzuführen sei, wird bestärkt durch die grosse Ähnlichkeit, die in vielen Fällen regional-metamorphe und contact-metamorphe Gesteine aufweisen: die Marmorisirung der Kalke, der Eintritt von Silicaten in den Marmor, findet sich bei Regional- und Contact-Metamorphose, zahlreiche Analogieen bestehen auch zwischen gewissen Hornfelsen und gewissen dichten Gneissen. Als Ursache der Mineralneubildung bei der Contactmetamorphose ist aber überhitztes Wasser allgemein anerkannt.

Ist man nun durch solche Erwägungen gezwungen, dem durch Druck erhitzten Wasser die Mineralumbildung bei der Metamorphose im Wesentlichen zuzuschreiben, so muss man auch zugeben, dass überall, wo durch Druck erhitztes Wasser vorhanden ist, gleiche Mineralumwandlungen möglich und nothwendig sind. Je tiefer ein Gestein in der Erdrinde liegt, je älter es also im Allgemeinen ist, einem desto höheren Druck

ist es lediglich durch die Last der auf ihm ruhenden jüngeren Gesteine ausgesetzt, desto mehr muss also eventuell vorhandenes Wasser einwirken. Hierzu ist eine Dislocation, eine Faltung durchaus nicht erforderlich, es können also vollkommen ungestörte Schichten metamorphosirt werden, es genügt hierzu der Druck der auf ihnen ruhenden Gesteine und die dadurch bewirkte Temperaturerhöhung. Die Annahme einer solchen, von tektonischen Vorgängen unabhängigen Gesteinsumwandlung erklärt die bekannte Zunahme authigener Gemengtheile in klastischen Gesteinen mit dem zunehmenden Alter der Gesteine und giebt eine Deutung für die Ubiquität des Grundgebirges ohne die Annahme, dass mindestens einmal jeder Theil der Erdrinde einer Dislocation unterworfen gewesen sei. In Faltengebirgen gesellt sich zu dem Druck der hangenden Gesteine noch der Druck, den der Seitenschub ausübt, resp. er tritt an des ersteren Stelle; demgemäss nehmen im gefalteten Gebirge jüngere Schichten Grundgebirgsfacies an, die in ungefalteten Theilen der Erde in Folge geringer Belastung gegenwärtig noch wenig oder gar nicht metamorphosirt sind. Im Allgemeinen muss die mineralumbildende Einwirkung des Druckes unabhängig von der Ursache des Druckes sein; der Druck wirkt in dieser Hinsicht, sei es durch Überhitzung des Wassers, sei es nach der Spring'schen Theorie durch Näherung der Molekeln, gleich, mag er durch verticale Belastung oder durch tangentialen Schub entstanden sein. Man hätte also zwei Arten der Regionalmetamorphose zu unterscheiden: Belastungs-Metamorphismus und Dislocations-Metamorphismus; der erstere gehört in die Entwickelungsgeschichte eines jeden Gesteins und verändert jedes Gestein, sofern nicht die Atmosphärilien ihm zuvorkommen und das Gestein im Wege der Verwitterung vernichten; der zweite wird durch geologische Ereignisse, die von der Natur des Gesteins unabhängig sind, hervorgebracht und ergreift auch nur die Gesteine begrenzter Gebiete. Dass beide mineralneubildend wirken und sehr ähnliche Producte erzeugen, beruht auf der beiden Fällen gemeinsamen Ursache der Umwandlung.

Inwieweit die hier vorgetragenen Anschauungen sich von den Lehren E. de Beaumont's und Bischof's unterscheiden, bedarf wohl keiner Ausführung.

Betrachtet man die Unterschiede zwischen Gesteinen, die jetzt wohl allgemein als regional-metamorph gelten, und den sogenannten echten Gneissen und Glimmerschiefern, krystallinen Schiefern etc., für die eine Entstehung als Theil der Erstarrungskruste oder als Ausscheidung aus einem Urmeere behauptet wird, so kann man sie wesentlich als Unterschiede des Habitus charakterisiren.

Für die Entscheidung der Frage, ob ein Gestein dynamometamorph sei oder nicht, betonen CREDNER[1] und DATHE[2] das Vorhandensein oder Fehlen mechanischer Phänomene; in seiner Erwiderung auf CREDNER's Einwürfe hebt ROSENBUSCH[3] hervor, dass klastische Phänomene in fast allen Gneissen vorhanden sind und DATHE giebt l. c. eine völlige Umwandlung durch den Gebirgsdruck als möglich zu. Dass er sie im weiteren Verlaufe als „nicht wahrscheinlich" bezeichnet, ist ein persönliches Urtheil; dass sie in dem von ihm besprochenen Fall „nicht zu erweisen" ist, spricht doch nicht gegen eine theoretische Möglichkeit. Mechanische Phänomene sind also auch in Gesteinen dieser Art vorhanden, häufig nur in wenig auffallender Weise entwickelt, aber auch ihr völliges Fehlen würde nicht gegen eine dynamometamorphe Entstehung sprechen.

Einen zweiten Unterschied könnte man in dem Auftreten der Magnesium haltenden Mineralien der Glimmer- und Chloritgruppe erblicken: in den allgemein für regionalmetamorph gehaltenen Gesteinen wiegen die Chlorite, in den sogenannten echten krystallinen Schiefern die Biotite vor. Aber der Biotit fehlt keineswegs den Gesteinen der ersten Gruppe völlig, es liegen also nur Unterschiede des Grades vor; dass ferner der Biotit sich mit Vorliebe unter der Einwirkung überhitzten Wassers bildet, beweist sein Herrschen unter den Neubildungen der Contacthöfe.

Der Hauptunterschied aber, nach dem bewusst oder unbewusst diese zwei Gruppen fast immer unterschieden werden, liegt im Habitus und wird wesentlich hervorgebracht durch

---

[1] H. CREDNER, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 42. 605, 606. 1890.

[2] E. DATHE, Die Strahlsteinschiefer des Eulengebirges. Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1891. Berlin. 222, 227. 1893.

[3] H. ROSENBUSCH, Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. Min.-petr. Mitth. XII. 50. 1891.

die Anordnung des Glimmerminerals: „Gneisse“ besitzen grosse, individualisirte Glimmerblätter, „Glimmerschiefer“ zeichnen sich aus durch zusammenhängende Lagen parallel angeordneter, kleinerer Glimmerblättchen, die ihre Glimmernatur immer noch unzweideutig erkennen lassen; die Glieder der zweiten Gruppe, „Sericitgneisse“, „Sericitschiefer“ und die ihnen verwandten Gesteine wie Chloritschiefer und andere sind charakterisirt durch Feinheit und Kleinheit der blätterigen Minralien, durch wirre Anordnung und hierdurch hervorgebrachten Seidenglanz. Somit geht bei ihnen für das unbewaffnete Auge der Begriff des zusammengesetzten Gesteins verloren, die Gesteine erhalten etwas Unruhiges, Unfertiges den „krystallinen Schiefern“ gegenüber; vielleicht spielen in die Construction eines Unterschiedes unwillkürlich noch dieselben älteren Vorstellungen hinein, die früher zur Annahme einer besonderen „Thonschiefersubstanz“, zur Bezeichnung „semikrystalline Gesteine“ und schliesslich zu dem Begriff „krystalline Schiefer“ geführt haben. Diese structurellen Eigenthümlichkeiten sind aber wieder nur Unterschiede des Grades und nicht der Art, also nicht geeignet, durch sie die Annahme einer principiellen Entstehung der beiden Gesteinstypen zu begründen, ganz abgesehen von den zahllosen Übergängen, die die erwähnten Gesteinstypen unlöslich verbinden. Zur Erklärung der Unterschiede des Habitus aber wie der zwischen den beiden extremen Gesteinen vermittelnden Bindeglieder reichen die ihrer Art nach nothwendig vorhandenen, verschiedenen Wirkungen des Gebirgsdruckes völlig aus.

Wesentlich die Anordnung der eleutheromorphen Gemengtheile bedingt, wie oben gezeigt, die structurellen Differenzen, gerade aber auf ihre Anordnung muss die Art, wie der Gebirgsdruck wirkt, den stärksten Einfluss üben.

Bei dem Belastungs-Metamorphismus beginnt der Druck schwach und wächst langsam in geologischen Zeiträumen, dabei behält er stets seine verticale Richtung; bei normalem Verlauf lässt er wieder nur in geologischen Zeiträumen nach, wenn nämlich die Denudation die hangenden Schichten vermindert oder entfernt. Hierdurch sind die Bedingungen gegeben, die erfahrungsgemäss in der Natur wie im Laboratorium zur Ausscheidung grösserer Krystalle führen, nämlich

eine langsame, stetige Zunahme der Verhältnisse, die die Krystallisation überhaupt hervorrufen. Der allseitige Druck, unter dem ein solches Gestein steht, verhindert ein übermässiges Hervortreten authiklastischer Gestalten; die eleutheromorphen Neubildungen sind unter der Herrschaft einer Druckrichtung entstanden, die sich im weiteren Verlauf nicht ändert, werden also nur wenig oder gar nicht beeinflusst; allothigene Gemengtheile verändern, soweit sie stofflich überhaupt unverändert bleiben, ihre Gestalt hauptsächlich kamptomorph; hierdurch fehlt oft das zuckerkörnige Aussehen der Quarze und andere klastische Phänomene. Alle diese Erscheinungen zusammen bringen die äusserliche Ähnlichkeit zahlreicher „echter Gneisse" mit Eruptivgesteinen hervor; dass diese Ähnlichkeit sehr oft nur äusserlich ist, beweist der Mangel irgend einer chemischen Gesetzmässigkeit in der Altersfolge der Gemengtheile. Wenn immer sich eine solche Gesetzmässigkeit in Gneissen ergeben hat, stimmt sie mit den bei den Eruptivgesteinen beobachteten Gesetzen überein, und es fanden sich dann immer auch andere Beweismittel für den Nachweis, dass diese Gesteine umgewandelte Eruptivgesteine sind[1]. Die Annahme eines solchen Belastungs-Metamorphismus erklärt die Ubiquität des Grundgebirges, sie erklärt ferner die besonders von Schweizer Geologen hervorgehobene Thatsache, dass die Structurflächen beim Gneiss sich häufig wie Schichtflächen verhalten; bei normaler Lagerung fallen eben Schichtungsebene und Schieferungsebene zusammen. Andererseits kann sich natürlich auch durch Einwirkung des Belastungs-Metamorphismus auf aufgerichtete Schichten sehr gleichmässige Transversalschieferung ausbilden.

Anders liegen die Verhältnisse beim Dislocations-Metamorphismus. Hier setzt der Druck plötzlich ein, wirkt auf einen und denselben Gesteinstheil im Laufe der Zeit mit verschiedener Intensität und in verschiedener Richtung, da dieser ja im Verlaufe der Aufthürmung des Gebirges seinen Platz ändert. Hierdurch ändern sich auch die physikalischen und chemischen Verhältnisse, die die Umgestaltung des Gesteins

---

[1] Vergl. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges. Dies. Jahrb. 1889. II. 81 ff.; spec. 92, 93.

bewirken, fortwährend, die Bedingungen sind demnach für die Ausscheidungen grösserer Mineralneubildungen nicht geeignet, es bildet sich ein Haufwerk von zahllosen kleinen Blättchen, die zu unregelmässigen Häuten und Strängen zusammentreten. Durch die Möglichkeit des Ausweichens entstehen anthiklastische Fragmente, secundäre Fältelung stellt sich ein, kurz, all die Merkmale, die diese Gesteine von den „echten Gneissen" unterscheiden sollen, lassen sich sämmtlich auf die andere Art der Einwirkung des Gebirgsdruckes zurückführen.

Am stärksten tritt der Unterschied im Habitus der beiden Arten von Regionalmetamorphose dort hervor, wo der Dislocations-Metamorphismus stark und rein zur Geltung kommt, z. B. in den Resten ausgewalzter Mittelschenkel. Hier bewirkt der Druck trotz starker Beeinflussung des Materials in der Regel nicht die Entstehung von „Gneissen", sondern von überaus dünnblätterigen, glimmerreichen Schiefern; es bildet sich dann statt Feldspath und Biotit, die offenbar zu ihrer Bildung grössere Ruhe beanspruchen, Kaliglimmer und Chlorit in ihrer für die dislocations-metamorphe Entstehung typischen Gestalt, nämlich in kleinen Blättchen, die zu innig verflochtenen Strängen zusammentreten. In den durch die Dislocation geschaffenen, unruhigen Verhältnissen finden auch die Sprödglimmer die günstigsten Bildungsbedingungen.

Für die hier vorgetragene Auffassung sprechen die zahllosen Übergänge, die in einem stark gefalteten Gebirge zwischen den beiden Polen des Metamorphismus sich nachweisen lassen. Hier finden sich neben Gesteinstheilen, die vermöge ihrer Stellung im Gebirge zerdrückt werden konnten, und anderen, die ausgewalzt wurden, die also mehr oder minder typisch die Erscheinungen des Dislocations-Metamorphismus aufweisen, solche, die unter allseitigem Drucke stehend, sich unter Verhältnissen umgebildet haben, wie sie bei der Einwirkung des Belastungs-Metamorphismus herrschen. Für die Art der Umwandlung ist bei einfachen Faltungen die ursprüngliche Lagerung der jetzt gefalteten Schichten maassgebend. Die tieferen, also älteren Schichten sind stärker belastet und können aus diesem Grunde wie durch die ihnen im Verlaufe der Faltung angewiesene Stellung weniger ausweichen; sie werden daher

stärker und zum Theil nach Art des Belastungs-Metamorphismus verändert. Bei complicirt gefalteten Gebirgen spielt die definitive Stellung, die ein Gesteinstheil erhält, noch eine viel wichtigere Rolle. Hier durchläuft ein Gesteinstheil beispielsweise bei der Bildung einer liegenden Falte einen ganz anderen Weg, steht also im Laufe der Entwickelung unter einem anderen Drucke und erfährt somit ganz andere Beeinflussungen, wenn es zum Bau des Muldenkerns verwandt wird, als ein anderer Theil desselben Gesteins, der sich am Bau des Gewölbeschenkels betheiligt. Der betreffende Theil des Gewölbeschenkels kann, besonders in seinen höher liegenden Theilen, ganz anders ausweichen, auf ihm lastet ferner nur der Druck seines normalen Hangenden; auf dem Muldenkern lastet das gesammte Gewölbe, also eine unverhältnissmässig grössere Masse, seine Fähigkeit, auszuweichen, ist auf ein Minimum reducirt, kurz, die Verhältnisse nähern sich den bei Belastungs-Metamorphismus herrschenden. Wieder andere Verhältnisse machen sich bei Gesteinen des Mittelschenkels geltend; es wirkt auf sie ein starker Zug, der Bewegungen hervorruft und sich durch Zerreissen, Auswalzen etc. geltend macht.

Während also bei relativ wenig belasteten Gesteinen, die ausweichen können, die mechanischen und chemischen Veränderungen gering sind und die Gebirgsbildung petrographisch wesentlich in klastischen Phänomenen ihren Ausdruck findet, treten bei stärkerer Belastung und lebhafter Bewegung zu den klastischen Phänomenen kamptomorphe Erscheinungen und zunehmende Mineralumbildung, und die Gesteine werden glimmerreich und feinschieferig. Starke Belastung bei geringer Bewegungsfähigkeit veranlasst durchgreifende, aber langsame Mineralum- und -neubildung, es entstehen „Gneisse“, die den durch Belastungs-Metamorphismus entstandenen völlig gleichen können.

Eine Betrachtung der Verbreitung der Verrucano-Varietäten lehrt ähnliche Verhältnisse kennen. Der Nachweis hierfür soll an anderer Stelle erbracht werden, hier sei nur kurz hervorgehoben, dass man die wenigst veränderten und an authiklastischen Bestandtheilen relativ reichsten Gebilde in dem Gewölbeschenkel der Nordfalte (Murgthal etc.) trifft,

der am besten Gelegenheit hatte, auszuweichen, dass die am deutlichsten dislocations-metamorphen, schieferigen Gebilde (Sericitschiefer etc.) mit Vorliebe im Gewölbekern und Mittelschenkel auftreten, wo die Tendenz zu bedeutenden Verschiebungen bei starkem Druck herrschte, also in der Nord- und Südfalte (Kärpfgebiet, Panixer Pass, Vorab etc.), sich finden, und dass die gneissähnlichsten Gebilde in den tektonisch tieferen Theilen sich nachweisen lassen, wo der Druck keine grossen Bewegungen mehr hervorbrachte, also hauptsächlich in der Südfalte auftreten. Neben der verschiedenen Stärke des Druckes spielt auch die Möglichkeit resp. Unmöglichkeit des Ausweichens für die metamorphe Entwickelung der Gesteine eine entscheidende Rolle. Die Bedeutung dieses zweiten Factors zeigt am besten das verschiedene Verhalten zweier tektonisch annähernd gleichwerthiger Stellen der Glarner Doppelfalte. Die dem Fusspunkt des Gewölbeschenkels nahen Theile des Verrucano der Nordfalte, die naturgemäss keine grosse Ortsveränderung erlitten haben, konnten am Glärnisch offenbar ausweichen, wie die stark verminderte Mächtigkeit des Verrucano an dieser Stelle zeigt, und sind demgemäss in feine blätterige Schiefer umgewandelt; den entsprechenden Theilen der Südfalte nahe dem Vorder-Rheinthal war diese Möglichkeit nicht gegeben: ihre Mächtigkeit ist wesentlich grösser als die der Glärnisch-Schiefer und sie tragen Gneisshabitus.

Dass für den Habitus metamorpher Gesteine unter Umständen weniger die Stärke des Druckes als die Art seiner Einwirkung entscheidend ist, beweisen vorzüglich die von Lepsius beschriebenen Kreidegesteine Attikas[1]. Trotz ihrer Jugend und demgemäss relativ geringer Belastung tragen sie deutlich den Habitus der krystallinen Schiefer; da aber die Faltung, wie Lepsius mehrfach hervorhebt, sanft war[2], so traten ähnlich wie bei der Einwirkung des Belastungs-Metamorphismus die klastischen Phänomene hinter den mineralneubildenden Einwirkungen zurück: bei den geringen Verschiebungen blieben die festen Theile des Gesteins und die Mutterlauge, aus der sich die Neubildungen ausschieden, in

[1] Lepsius, Geologie von Attika. Berlin 1893.

[2] Lepsius, l. c. passim, spec. 77, 173, 194 u. a.

annähernd ruhigen Verhältnissen, es konnten sich also grössere Krystalle bilden.

Die beiden Arten des Regionalmetamorphismus sind demnach thatsächlich durch zahllose Übergänge verbunden, wie es die theoretische Erwägung auf Grund der oben entwickelten Anschauungen fordert; in allen Fällen wirkt dieselbe Kraft, der Druck, nur nach den begleitenden Umständen wirkt er bald mehr mechanisch, bald mehr chemisch umbildend. Bei der mechanischen Einwirkung kann die Zertrümmerung oder die Umformung vorherrschen, die chemische Umbildung kann zur Entstehung grösserer Krystalle oder zahlloser kleiner Componenten führen. Herrschaft der mechanischen Umformung und Bildung grösserer Krystalle bringt den Habitus der sogenannten echten krystallinen Schiefer hervor, wobei bald die chemische, bald die mechanische Beeinflussung vorherrschen kann; Zertrümmerung und Bildung zahlloser kleiner Componenten ist charakteristisch für die zweite Gruppe regionalmetamorpher Gesteine, bei deren höher entwickelten Gliedern aber fast immer auch Umformung eine grosse Rolle spielt. Sehr oft treten Phänomene aus allen vier Gruppen von Erscheinungen zusammen auf und der Habitus wird dann durch das relative Mengenverhältniss bestimmt: demgemäss ist, wie oben gezeigt wurde, lediglich aus dem Habitus ein Schluss auf die eine oder andere Art der Entstehung nicht zulässig. Noch weniger berechtigt ist aber wohl das Bestreben, für die Gesteine vom Habitus der dislocations-metamorphen Gebilde eine Umwandlung durch Druck zuzugeben, für die Gebilde vom Habitus der krystallinen Schiefer sie zu bestreiten.

Zur Classification der anorganogenen Gesteine.

Von

L. Milch in Breslau.

Bei der Untersuchung regional-metamorpher Gesteine erwies sich die Frage für die Unterscheidung der Componenten fördersam, wann, wo und auf welchem Wege jeder Gemengtheil seine gegenwärtige Gestalt erhalten habe. Diese Art der Untersuchung ist aber nicht nur für regional-metamorphe Gebilde wirksam; auf die gesammte anorganische Gesteinswelt angewandt, liefert sie einen Gesichtspunkt, von dem aus diese einheitlich gegliedert werden kann.

Die vier in Folge dieser Erwägungen zu unterscheidenden Gruppen stimmen im Grossen und Ganzen mit den vier Gruppen der

massigen Gesteine,
chemischen Präcipitate,
mechanischen Sedimente,
krystallinen Schiefer

überein, doch finden auch Verschiebungen statt. Maassgebend für den Versuch einer Neuordnung war der Wunsch, an Stelle der verschiedenen, theils petrographischen, theils geologischen Eintheilungsgründe, die vereint in jedem der bisherigen Systeme zum Ausdruck gelangen, ein einheitliches petrogenetisches Eintheilungsprincip zu setzen, und gewissen Gesteinsgruppen, die bisher im System keinen angemessenen Platz fanden, wie den Producten der Contact-Metamorphose und manchen regionalmetamorphen Gesteinen, eine feste Stelle anzuweisen.

Dieses Ziel wird erreicht durch die Entscheidung darüber:

1) ob das Material der Gesteinscomponenten sich im vorliegenden Falle überhaupt zum ersten Male als Mineral ausgeschieden hat,
2) durch welche Vorgänge der Gesteinsgemengtheil seine gegenwärtige Gestalt erhalten hat.

Veränderungen, die während der Verfestigung eines Gesteins sich abspielen, gelten hierbei als Bildungs-, nicht als Umbildungsvorgänge.

Auf Grund dieser Erwägungen kann man unter den anorganogenen Gesteinen vier Gruppen unterscheiden:

1) Ein Gestein besteht aus Componenten, deren Material sich überhaupt zum ersten Male in diesem Gestein ausgeschieden hat und die ihre ursprüngliche Gestalt bewahrt haben. Da das Material dieser Gesteine sich niemals in irgend einer anderen Form an dem Aufbau der festen Erdrinde betheiligt hat und ihre Componenten noch ihre erste Gestalt aufweisen, so mögen Gesteine dieser Art archaiomorph heissen. In diese Gruppe gehören die Eruptivgesteine, wobei auf die Einschmelzung von Nebengestein als eine untergeordnete, nicht zum Wesen der Eruptivgesteine gehörige Nebenerscheinung nicht Rücksicht genommen wird; es waren Gesteine dieser Art vor ihrer Umwandlung die Glieder der ursprünglichen Erstarrungskruste, sowie event. Ausscheidungen aus einem Urmeere, wenn man in dessen Wasser früher noch nicht ausgeschiedene Massen gelöst annehmen will.

Aus der Erstarrungskruste und aus den Eruptivgesteinen stammt, von untergeordneten Fumarolenbildungen und den organischen Resten abgesehen, das Material zu allen übrigen Gesteinen. Demgemäss war das Material aller übrigen Gesteine schon vor der Bildung dieser in irgend einer Form als Mineral entwickelt, hatte also früher eine andere, ältere Gestalt und erscheint jetzt in einer neuen; es stehen also alle übrigen Gesteine den archaiomorphen als neomorphe gegenüber. Für die Gliederung dieser neomorphen Gesteine ist die Entscheidung wichtig, auf welchem Wege das Material für das neue Gestein bezogen worden ist, resp. auf welchem Wege und in welchem Zustande das Material transportirt

worden ist und auf welche Weise die Componenten ihre gegenwärtige Gestalt erhalten haben[1].

Diese Erwägungen lehren die übrigen Hauptgruppen der Gesteine unterscheiden.

2) Ein Gestein besteht aus Gemengtheilen, die ihre gegenwärtige Gestalt als völlig freie Bildungen bei der Entstehung dieses Gesteins erhalten, ihre Gestalt also an derselben Stelle, an der sie sich gegenwärtig befinden, erworben haben, deren Material sich aber früher an anderer Stelle und in anderer Gestalt am Aufbau der festen Erdrinde betheiligt hat. Gesteine dieser Art bilden sich aus Lösungen: nachdem das Material in gelöstem Zustande transportirt worden ist, erhält es seine gegenwärtige Gestalt am Orte der Neubildung des Gesteins. Gesteine dieser Art, die sogenannten chemischen Präcipitate, Quellabsätze und Spaltenausfüllungen, werden hier nach ihrem geologischen Schicksal als a u t h i - l y t o m o r p h bezeichnet.

3) Ein Gestein besteht aus Gemengtheilen, die an einer anderen Stelle der Erdrinde entstanden sind und durch Transport in starrem Zustande an die Stelle gebracht wurden, wo sie zu einem neuen Gestein zusammentreten; sie besitzen daher eine Gestalt, die sie an einer anderen Stelle, entweder in dem älteren Gestein oder auf dem Transport, keinesfalls aber an dem Orte der Verfestigung des neuen Gesteins erworben haben. Gesteine dieser Art, die mechanischen Sedimente, deren Componenten durch Wasser, Eis oder Wind transportirt sind, sowie die Tuffe, werden hier, da ihre Componenten an einem anderen Orte gebildet und an einem anderen Orte in festem Zustande ihre gegenwärtige Gestalt erhalten haben, als a l l o t h i - s t e r e o m o r p h bezeichnet.

4) Ein Gestein besteht aus Gemengtheilen, deren Material sich schon früher ganz oder zum grössten Theile an derselben Stelle der Erdrinde befunden hat, und die auf mechanischem

[1] Auf den ersten Blick ähnliche Hauptabtheilungen der Gesteine finden sich bei Karl Friedrich Naumann, der protogene und deuterogene Gesteine unterscheidet (Lehrbuch der Geognosie. Zweite Aufl. Bd. I S. 498 ff.). Dass aber die beiden verschiedenen Betrachtungsweisen der Gesteine nichts mit einander gemein haben, zeigt der Umstand, dass nach Naumann's Systematik die chemischen Präcipitate zu den protogenen Gesteinen gehören.

oder chemischem Wege an der alten Stelle sämmtlich oder zum grössten Theil eine neue Gestalt annehmen. Gesteine dieser Art werden, da ihre Componenten ihre gegenwärtige Gestalt an dem Orte der Neubildung des Gesteins erhalten und ihr Material an derselben Stelle, an der es früher ein anderes Gestein zusammensetzte, zum Aufbau eines neuen Gesteins verwendet wird, als authi-neomorph bezeichnet. In diese Gesteinsgruppe gehören die Producte der Contact- und Regional-Metamorphose; auch durch oberflächliche Verwitterung stark beeinflusste Gesteine würden hier ihren Platz finden, wenn man sie nicht überhaupt wegen der Vergänglichkeit ihres gegenwärtigen Zustandes von den übrigen Gesteinen trennt und lieber als kurzlebige Übergangsglieder in den Reihen, die von den übrigen Gesteinen zu den authi-lytomorphen resp. allothi-stereomorphen Gebilden führen, betrachtet. In der Entstehung aller authi-neomorphen Gebilde liegt es begründet, dass continuirliche Reihen sie mit den drei anderen Gesteinsarten verbinden.

Die Beziehungen der einzelnen anorganogenen Gesteine zu einander versucht das beigefügte Schema darzustellen. In ihm soll die Thatsache zum Ausdruck gelangen, dass jedes für anorganogene Gesteine in Frage kommende Material ursprünglich archaiomorphen Gesteinen entstammt und durch Lösung, Zertrümmerung oder directe Umwandlung in ein neomorphes Gebilde übergeführt wird. Jedes Glied dieser neomorphen Gesteinsfamilien kann wieder, wie die archaiomorphen Gesteine, das Material zu neuen authi-lytomorphen und allothi-stereomorphen Gesteinen liefern, die authi-lytomorphen und allothi-stereomorphen Gebilde wieder, gleichfalls wie die archaiomorphen Gesteine, in authi-neomorphe übergehen. Es bestehen somit einseitige Beziehungen zwischen den archaiomorphen und neomorphen Gesteinen, ununterbrochene Wechselbeziehungen zwischen den drei neomorphen Gesteinsfamilien. Von diesen liefert jede im Laufe geologischer Zeiträume immer wieder Material zur Bildung von Gliedern der beiden anderen Familien. Im Schema sind diese verschiedenen Möglichkeiten durch die Pfeilrichtungen bezeichnet.

Authi-neomorph

Authi-lytomorph **Allothi-stereomorph**

Archaiomorph



Ueber die pyroelektrischen Eigenschaften und die Krystallform des Prehnits.

Von

Hermann Traube in Berlin.

Hierzu Taf. VII, Fig. 1—6.

Das pyroelektrische Verhalten des Prehnits ist mehrfach untersucht worden, am eingehendsten von P. Riess und G. Rose [1] und von Hankel [2].

Nach P. Riess und G. Rose, welche pyroelektrische Erregung an Krystallen von Bourg d'Oisans, Ratschinges und vom Cap beobachteten, gehört der Prehnit zu den „central-polarischen" Krystallen; er besitzt zwei gegeneinander gekehrte elektrische Axen, deren analoge Pole zusammenfallen und erscheint daher dreipolig. Die kurze Diagonale der Basis giebt die Richtung beider Axen, deren gemeinschaftlicher analoger Pol in der Mitte liegt, während die zugehörigen beiden antilogen Pole an den Enden dieser Linie liegen; da diese Vertheilung durch die ganze Masse des Krystalls geht, so müssen die scharfen Seitenkanten unelektrisch sein, eine Abstumpfung der scharfen Seitenkante trifft immer den analogen Pol, eine Abstumpfung der stumpfen Kante nur dann, wenn sie durch die

---

[1] P. Riess und G. Rose: Monatsber. Akad. d. Wissensch. Berlin 1843. 88.

[2] Hankel: Abhandl. d. mathem.-phys. Classe d. K. sächs. Gesellsch. d. Wissensch. 12. 28; 1883. Ann. d. Phys. N. F. 6. 55. 1879. Eine ausführliche Zusammenstellung der Literatur findet sich in Hintze: Handbuch der Mineralogie. 2. 473. 1890.

lange Diagonale der Basis geht. — Hankel, welcher Krystalle von Ratschinges untersuchte, glaubte nachweisen zu können, dass eine solche centralpolarische Vertheilung der Elektricität beim Prehnit nicht vorhanden sei. Nach ihm sind die beiden Endflächen beim Erkalten negativ elektrisch und ebenso auch die beiden, gewöhnlich durch (010) abgestumpften makrodiagonalen Seitenkanten, während dagegen die brachydiagonalen Seitenkanten und die ihnen anliegenden Flächenstücke von (110) positive Polarität besitzen; auf den durch Bruch entstandenen oder in Folge des Anwachsens mangelhaft ausgebildeten seitlichen Begrenzungsflächen zeigt sich negative Spannung, doch ist auch auf ihnen meistens durch die Stärke der an den einzelnen Punkten beobachteten Elektricität noch die dem normalen Zustande zukommende Vertheilung angedeutet, indem die negative Spannung an den makrodiagonalen Seitenkanten nach den brachydiagonalen hin abnimmt, während die positive in der Richtung von den brachydiagonalen Seitenkanten nach den makrodiagonalen hin geringer wird.

Mittels des Kundt'schen Bestäubungsverfahrens war der Prehnit noch nicht untersucht worden. Die nach dieser Methode erhaltenen Ergebnisse bestätigten für das Vorkommen von Bourg d'Oisans im Grossen und Ganzen die von P. Riess und G. Rose festgestellte Vertheilung der Elektricität; sie erforderten jedoch für die Krystallform des Prehnits die Annahme anderer Symmetrieverhältnisse, als sie sich aus dem geometrischen Verhalten allein ergaben. Der Prehnit ist nicht rhombisch holoëdrisch, wie bisher angenommen wurde, sondern rhombisch hemimorph in der Richtung der Axe a; die pyroelektrischen Eigenschaften stehen im engsten Zusammenhange mit dem krystallographischen Verhalten des Minerals.

Als Untersuchungsmaterial dienten hauptsächlich die schönen Krystalle von Jordansmühl in Schlesien, ausserdem einige andere Vorkommnisse, die mir fast sämmtlich Herr C. Hintze in zuvorkommendster Weise aus dem Breslauer Mineralogischen Museum, ursprünglich zur goniometrischen Bearbeitung, zur Verfügung gestellt hatte, wofür ich ihm an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche.

Der Prehnit findet sich bei Jordansmühl in mannig-

facher Ausbildung[1]. Am häufigsten kommen 1. cubisch gestaltete Krystalle der Combination (001), (110) meist noch mit (010), selten mit (100) als schmale Flächen vor; 2. sehr verbreitet sind bis 3 cm grosse, nach der Makrodiagonale gestreckte, nach (001) tafelförmige Krystalle der Combination (001), (110), (100), (304), (102), auch (308), selten der Combination (001), (110), (130), (131), (204); 3. prismatische Krystalle mit stark vorwaltendem, meist gekrümmtem (031), sie zeigen noch (331) und (110), endlich 4. pyramidale Krystalle der Combination (331) vorherrschend, sowie (031), (110). In Bezug auf das elektrische Verhalten stimmen die Krystalle der Ausbildung 1, 2, 3 vollständig mit einander überein, von diesen abweichend verhalten sich die Krystalle des vierten Typus.

Um die elektrische Erregung hervorzurufen, wurden die Prehnitkrystalle 5—10 Minuten auf einem Uhrglase im Trockenschrank einer Temperatur von 80—100° C. ausgesetzt und nach dem vollständigen Erkalten bestäubt. Besondere Vorsichtsmaassregeln sind nicht erforderlich, man kann sogar die erwärmten Krystalle berühren, ohne dass die Resultate bei der Bestäubung merklich beeinflusst würden. Unter den cubisch gestalteten Krystallen des ersten Typus finden sich zuweilen Individuen, bei denen alle vier Prismenflächen zur Entwickelung gelangt sind; wurde ein solcher Krystall bestäubt, so lässt er im Allgemeinen das in Fig. 1 gezeichnete Bild erkennen. Von den vier Prismenflächen zeigte das vordere Flächenpaar positive, das hintere negative Elektricität; die Basis besass theils Schwefel-, theils Mennige-Belag, welcher sich an die Schwefel- und Mennige-Bedeckung der Prismenflächen anschloss und dabei über etwa auftretende Pyramiden- und Makrodomen-Flächen fortsetzte. Zwischen Schwefel und Mennige befand sich auf der Basis eine schmale neutrale Zone, die sich nach beiden Seiten über die ganze Ausdehnung der Flächen (010) erstreckte. Auf der Basis traten sehr häufig auf den negativ erregten Theilen positiv elektrische Streifen, im Sinne der Makroaxe gerichtet, auf, ebenso auf den positiv erregten, negative. Ein ähnliches Verhalten zeigten bisweilen

---

[1] Beutell: Dies. Jahrb. 1887. I. 91; H. Traube: Minerale Schlesiens 1888, 175; Hintze: Handb. d. Mineralogie 2. 478. 1890.

auch die Prismenflächen. Es ergab sich, dass diese Erscheinung auf der Basis durch eine bisweilen sehr stark auftretende Streifung nach der Makroaxe veranlasst war; auch auf den Prismenflächen konnten Unregelmässigkeiten im Bau der Krystalle als Ursache dieses Verhaltens ermittelt werden. Wurden die Krystallflächen glatt geschliffen, so verschwanden diese Erscheinungen und es entsprach das Bild, welches ein bestäubter Krystall zeigte, vollständig dem in Fig. 1 gezeichneten. Aus der Vertheilung der Elektricität geht hervor, dass die Ebene b c nicht Symmetrieebene sein kann, sondern dass die Krystalle nur eine polare zweizählige Symmetrieaxe und zwei durch diese Axe hindurchgehende auf einander senkrechte Symmetrieebenen besitzen[1], die Krystalle sind also r h o m b i s c h h e m i m o r p h, die elektrische Axe fällt mit der Brachyaxe zusammen. Ist der Prehnit thatsächlich in der Richtung der Brachyaxe hemimorph, so müssen die Flächen 100 und $\bar{1}00$ verschiedene Elektricitäten zeigen; da diese Flächen in den Krystallen selten und dann nur sehr klein auftraten, so wurde aus einem grösseren Krystall eine dünne Platte parallel (100) herausgeschnitten; die Bestäubung ergab in der That für diese beiden Flächen entgegengesetzte Elektricitäten. Wurde eine dünne Platte parallel (010) bestäubt, so weisen die Flächen 010 und $0\bar{1}0$ beide Elektricitäten in gleicher Vertheilung auf. Eine solche Platte erscheint fast in ihrer ganzen Ausdehnung erregt, Mennige und Schwefel sind nur durch eine schmale, in der Mitte jeder Fläche parallel der Verticalaxe verlaufende neutrale Zone getrennt. Aus der Hemimorphie erklärt sich auch das Auftreten der positiv, resp. negativ erregten Streifen im negativ, resp. positiv elektrischen Theil der Basis oder auf den Prismenflächen. Die Streifung auf der Basis wird durch eine oscillatorische Combination von Basis mit Makrodomenflächen hervorgerufen. Auf den schmalen Flächen ($\bar{x}01$) muss dann im positiv erregten Theil der Basis immer die entgegengesetzte Elektricität auftreten, ebenso auf den Flächen ($x01$) im negativen.

Nicht allseitig ausgebildete Krystalle sind stets mit dem a n a l o g e n Ende aufgewachsen. Ganz das gleiche pyroelek-

[1] Th. Liebisch: Physikal. Krystallographie. Leipzig 1891. 48.

trische Verhalten bei der Bestäubung zeigen die Krystalle des zweiten und dritten Typus.

Abweichend verhalten sich jedoch die pyramidalen Krystalle, welche meist mit einem Ende der Verticalaxe aufgewachsen sind. Die mir zu Gebote stehenden Krystalle zeigten ausser (331), welche Form nur mit den vier oberen Flächen zur Entwickelung gelangt war, noch (031) und (001). Die Vertheilung der Elektricität entsprach bei diesen Krystallen dem in Fig. 2 gezeichneten Bilde. Die brachydiagonalen Polkanten der Pyramide vorn und hinten und schmale anliegende Flächenstücke der angrenzenden Pyramidenflächen erscheinen negativ erregt, die Flächen (031) und schmale Flächenstücke der anliegenden Pyramidenflächen positiv. Auf 001 tritt ein stark positiv erregter breiter Streifen auf, welcher im Sinne der Makroaxe verläuft und mit der Schwefelbedeckung auf (031) im Zusammenhange steht, ebenso verhält sich die durch Spaltung erzeugte Fläche $00\bar{1}$. Vorn und hinten ist die Basis frei von jedem Belag, auch die Pyramidenflächen liessen meist einen solchen vermissen, doch traten auch hier nicht selten mehrere feine gelbe und rothe Streifen auf, welche ungefähr parallel den Polkanten der Pyramiden verliefen. Diese Streifen waren durch das Auftreten von Nähten veranlasst, die bereits Beutell (l. c.) erwähnt und die nach ihm auf einer hypoparallelen Verwachsung von zwei Individuen beruhen. Wurden die Flächen glatt geschliffen, so waren sie bis in die Nähe der Polkanten frei von jedem Belag. Die Vertheilung der Elektricität bei diesen pyramidalen Krystallen ist die, welche rhombisch holoëdrische Krystalle zeigen würden. Ist aber der Prehnit hemimorph in der Richtung der Axe a, so müssen die pyramidalen Krystalle als Zwillingsverwachsungen nach (100) aufgefasst werden, wobei die Individuen mit den antilogen Polen zusammentreten. Um dies sicher festzustellen, wurde ein Krystall parallel (100) so weit abgeschliffen, dass zwei Pyramidenflächen gänzlich verschwunden waren. Nach der Bestäubung zeigte das angeschliffene Makropinakoid theils Mennige, theils Schwefelbelag in unregelmässiger Vertheilung, wurde das Abschleifen noch weiter fortgesetzt, bis auch die Flächen (031) verschwunden waren, so zeigte die angeschliffene Fläche nur Schwefelbelag. Der so erhaltene

Krystall ist nach der Vertheilung der Elektricität wieder hemimorph und die pyramidalen Krystalle wären daher hiernach als Zwillinge nach (100) anzusehen, ihre Verwachsungsfläche ist aber eine unregelmässige Fläche. Der Bau dieser Krystalle ist jedoch etwas verwickelter. Spaltblättchen nach (001) aus pyramidalen Krystallen zeigten die in Fig. 4 gezeichnete Ausbildung: sie setzten sich aus vier Segmenten zusammen, wie bereits BEUTELL angiebt. Nach BEUTELL löschen je zwei gegenüberliegende Segmente gleichzeitig, benachbarte Segmente aber ca. 5° von einander verschieden aus. Dieses Verhalten konnte durch erneute Untersuchung bestätigt werden, insbesondere auch, dass die Lage der Ebene der optischen Axen in den einzelnen Segmenten nur sehr wenig von einander verschieden ist. BEUTELL schloss hieraus auf eine Durchwachsung zweier Individuen in nicht genau paralleler Stellung; die Begrenzungslinien eines Spaltblättchens sind in der That deutlich gebrochen und zeigen in der Mitte sehr stumpfe aus- resp. einspringende Winkel. Nach dem pyroelektrischen Verhalten dieser Krystalle muss jedoch ein Aufbau aus mindestens vier Individuen angenommen werden.

Der ungefähre Verlauf der Zwillingsgrenze nach dem elektrischen Befunde wird in Fig. 4 durch die gestrichelte Linie angedeutet. Hiernach sind I und II einfache Individuen, die in Zwillingsstellung in Bezug auf (100) zu einander stehen und ihre antilogen Pole einander zukehren. Die punktirten Linien in I und II sollen die Grenzen zwischen positiver und negativer Elektricität darstellen. III und IV zeigen die gleiche Zwillingsverwachsung aus den Individuen a und b nach (100). Die punktirten Linien in III a, b, IV a, b sollen die Grenzen zwischen positiver und negativer Elektricität andeuten. Da die Zwillingskrystalle III und IV die gleiche optische Orientirung besitzen, so können sie als ein Zwillingskrystall aufgefasst werden. Es stellen sonach die pyramidalen Krystalle hypoparallele Verwachsungen zweier Zwillingskrystalle dar, nämlich aus dem Zwilling I und II und dem Zwilling III a, IV a mit III b, IV b. Die beiden Zwillingskrystalle selbst setzen sich aus je zwei mit ihren antilogen Polen symmetrisch zu (100) verwachsenen Individuen zusammen. Da die beiden Zwillingskrystalle nicht in genau paralleler Lage zu einander stehen,

so kann sich an den Stellen, an welchen positive Elektricität des einen Individuums mit negativer eines anderen zusammentrifft, bei Abkühlung keine Elektricität entwickeln. Dies ist, wie aus Fig. 4 durch die Zeichen + und — ersichtlich wird, bei den einspringenden Winkeln und z. Th. auch bei den nicht geradlinig verlaufenden Grenzlinien der Segmente der Fall. Daher sind die scheinbar einheitlichen Pyramidenflächen zum grossen Theil nach der Bestäubung frei von Belag. Würden die Zwillingskrystalle in genau paralleler Lage miteinander verwachsen sein, so würde sich das Ganze wie ein Zwillingskrystall verhalten und die Pyramidenflächen müssten fast in ihrer ganzen Ausdehnung erregt werden, wie dies weiter unten allerdings an prismatisch ausgebildeten Zwillingskrystallen in der That auch beschrieben wird.

Es wurde nun untersucht, ob die Ätzfiguren am Prehnit mit den aus der elektrischen Vertheilung gefolgerten Symmetrieverhältnissen im Einklang stehen. Alle Säuren, Salzsäure, Salpetersäure, Schwefelsäure, Flusssäure, concentrirt oder verdünnt, erwiesen sich zur Erzeugung von Ätzfiguren als nicht geeignet. Allenfalls durch 24stündige Einwirkung sehr verdünnter Flusssäure entstanden zuweilen nicht sehr deutliche Ätzeindrücke. Dagegen gelang die Darstellung vorzüglicher Ätzfiguren durch minutenlanges Eintauchen eines Krystalls in schmelzendes Ätzkali. Fig. 3 mit den Ätzfiguren stellt kein durch natürliche Flächen begrenztes Individuum dar, sondern ein Spaltungsstück aus einem grösseren Krystall, in dem nur die Flächen (001), 110, (1$\bar{1}$0) als Theile der natürlichen Flächen erhalten geblieben, die anderen dagegen angeschliffen sind. Am deutlichsten erscheinen die Ätzfiguren auf der Basis, sie stellen anscheinend Rhomben dar, bei näherer Betrachtung jedoch erkennt man, dass die einander gegenüberliegenden stumpfen Winkel der Figuren in der Regel in ihrer Grösse von einander abweichen. Der dem analogen Pol zugewendete Winkel beträgt ca. 122—123°, der dem antilogen nur 110 bis 112° (a). Häufig sind nur die dem analogen Pol zugewendeten Seiten der Ätzfigur zur Entwickelung gelangt (b), bisweilen treten noch die Flächen (010) in den Figuren auf (c). Seltener trifft man flächenreichere Ätzeindrücke an: so besteht z. B. d aus zwei Makrodomen und zwei Pyramidenflächen, die

grössere Domenfläche liegt dem analogen Pol, die kleinere und die Pyramidenfläche dem antilogen Pol gegenüber; dagegen setzt sich e aus vier Pyramidenflächen und zwei Brachydomen zusammen, die dem analogen Pol zugewendeten Pyramidenflächen sind kleiner und steiler gegen die Basis geneigt, als die nach dem antilogen gerichteten. Pyramiden- und Brachydomen-Flächen bauen sich übrigens meist aus vielen kleineren Flächen auf, welche gegen die Verticalaxe verschiedene Neigung besitzen, so dass die Pyramiden parallel den Randkanten stark gestreift erscheinen. Bei sehr kurzer Einwirkung von Ätzkali erscheinen die Ätzfiguren meist anscheinend symmetrisch ausgebildet zu sein. Auf den Prismenflächen stellen die nicht sehr deutlichen Ätzfiguren Paralleltrapeze dar, die sich auf allen vier Flächen nach dem antilogen Pol hin verjüngen; in der Figur ist dies etwas stärker, als der Wirklichkeit entsprechend gezeichnet. Nach den Ätzfiguren auf Basis und Prismenflächen ist also b c gleichfalls nicht Symmetrieebene, die Krystalle besitzen nur zwei aufeinander senkrechte Symmetrieebenen, welche durch eine polare zweizählige Symmetrieaxe hindurchgehen[1], sie sind rhombisch hemimorph. Auf den Flächen des Makropinakoids sind die Ätzfiguren sehr undeutlich, besonders auf $\bar{1}00$; 100 und $\bar{1}00$ unterscheiden sich bezüglich ihr Angreifbarkeit durch KHO sehr deutlich von einander. Von den beiden unter gleichen Bedingungen dem Ätzmittel ausgesetzten Flächen war $\bar{1}00$ stets viel stärker, als 100 angegriffen. Auf 100 traten zuweilen Eindrücke auf wie in Fig. 3 gezeichnet, nämlich im Sinne der Makroaxe gestreckte Rechtecke, während auf $\bar{1}00$ die Ätzfiguren anscheinend die Gestalt von Quadraten besassen, deren Diagonalen der Vertical- und Makroaxe parallel gingen. Die Erscheinung war jedoch sehr undeutlich. Auch auf dem Brachypinakoid liess die Ausbildung der Ätzfiguren viel zu wünschen übrig, da diese Flächen durch KHO sehr leicht angegriffen werden. Einmal entstanden nach sehr kurzer Einwirkung von KHO sehr tiefe Eindrücke, welche aus zwei grossen, im Sinne der Brachyaxe gestreckten und einer kleineren Fläche bestanden. Alle drei Flächen hatten die Gestalt von

[1] Th. Liebisch: Physikal. Krystallographie. Leipzig 1891. 48.

Rhomben, die Combinationskanten der beiden grösseren mit einander und mit 010 verliefen sowohl untereinander, als auch der Kante 001/010 parallel, je zwei bildeten mit einander Winkel von ca. 142°. Auf dem nach dem antilogen Pol gewendeten Ende der beiden grossen Flächen trat die dritte auf, deren Combinationskanten mit den grösseren und mit (010) einen Rhombus umschlossen, dessen Diagonalen mit den Kanten 010/001 und 010/110 parallel gingen (s. Fig. 3). Hiernach stehen auch die nur selten deutlich ausgebildeten Ätzfiguren auf (100) und (010) mit der Hemimorphie nach der Axe a im Einklang. Die Ätzfiguren auf einem Spaltblättchen nach (001) bei den pyramidalen Krystallen haben die in Fig. 4 gezeichnete Anordnung; die Winkel von 110—112° der Ätzfiguren der in Zwillingsstellung befindlichen Individuen, resp. die offenen Seiten, wenn sie nicht allseitig begrenzt erscheinen, sind einander zugekehrt. Auf den Pyramidenflächen konnten deutliche Ätzfiguren nicht erhalten werden. —

Im Anschluss hieran wurden noch einige andere Prehnitvorkommnisse mittels des Bestäubungsverfahrens untersucht.

Striegau in Schlesien, undurchsichtige, prismatische, bis 0,5 cm grosse Krystalle von weisser Farbe. Die Krystalle, stets einfache Individuen, sind mit dem analogen Ende aufgewachsen, die elektrische Erregung ist ziemlich stark. Die von Beutell [1] näher beschriebenen optischen Anomalieen scheinen auf die pyroelektrischen Eigenschaften ohne Einfluss zu sein.

Das gleiche Verhalten von Striegau zeigen Krystalle vom Radauthal, Harzburg, sowie dünntafelförmige weisse Krystalle mit der Fundortsangabe Sterzing, welch letztere aus der Mineraliensammlung von Pech in Berlin stammten.

Bourg d'Oisans, schwach grünliche bis wasserhelle nach (001) dünntafelförmige, bis centimetergrosse Krystalle (110), (001), (010), die Basis oft stark aufgeblättert; die Individuen sind mit einer Prismen- oder Brachypinakoidfläche aufgewachsen. Ein am brachydiagonalen Ende aufgewachsener Krystall, bei dem eine grosse Brachypinakoidfläche angeschliffen worden war, zeigte nach der Bestäubung das in Fig. 5 gezeichnete Bild. Die vier Prismenflächen sind fast in ihrer ganzen Aus-

[1] Beutell: Dies. Jahrb. 1887. I. 89.

dehnung stark negativ erregt, ebenso ein kleiner Theil der Basis vorn und hinten an den Enden der kurzen Diagonalen. Der grösste centrale Theil der Basis zeigt stark negative Elektricität, die sich über die Flächen des Brachypinakoids erstreckt. Die angeschliffene Brachypinakoidfläche weist auch noch Schwefelbelag auf, der von der Mennige durch schmale neutrale Zonen nach beiden Seiten getrennt wird; ebenso finden sich zwischen der Mennige auf der natürlichen Brachypinakoidfläche und dem Schwefel der anstossenden Prismenflächen, sowie auf der Basis zwischen Mennige und Schwefel schmale neutrale Zonen. Nach der elektrischen Vertheilung stellt der Krystall eine Zwillingsverwachsung nach (100) dar, bei der die Individuen mit dem analogen Pol zusammentreten. Alle mittels des Bestäubungsverfahrens untersuchten Krystalle dieses Vorkommens zeigten die gleiche Zwillingsbildung. Wurde ein solcher Zwillingskrystall in der Mitte parallel (100) durchschnitten, so zerfiel er in zwei Individuen, die auf den Prismenflächen positive, auf der Makropinakoidfläche negative Elektricität zeigten. Im Gegensatz zu den Zwillingskrystallen von Jordansmühl, bei denen die Individuen mit den antilogen Polen zusammentreten und bei denen die Pyramidenflächen grösstentheils frei von Belag sind, zeigen die Prismenflächen der Zwillinge von Bourg d'Oisans fast in ihrer ganzen Ausdehnung starke elektrische Erregung. Es wurde bereits oben auseinandergesetzt, worauf diese Erscheinung bei den Krystallen des Jordansmühler Vorkommens beruht. Die Ätzfiguren an einem solchen Zwillingskrystall von Bourg d'Oisans besassen die in Fig. 6 gezeichnete Anordnung. Auf den Basisflächen wenden hier die Ätzfiguren die Winkel von 122—123° einander zu. Krystalle dieses Vorkommens hatten schon P. Riess und G. Rose untersucht. Aus der Beschreibung und besonders aus der in der Abhandlung gezeichneten Figur geht hervor, dass die von P. Riess und G. Rose untersuchten, scheinbar einfachen Krystalle gleichfalls Zwillingsverwachsungen nach (100) darstellen, bei denen die Individuen mit den analogen Polen verwachsen waren.

Kongsberg, Grube Hilfe Gottes[1], wasserhelle Tafeln

[1] cf. Hintze, Handb. d. Mineral. 2. 483. 1890.

(110), (001), (010). Die scheinbar einfachen Krystalle sind stets Zwillinge nach (100), wobei die Individuen mit den analogen Polen zusammentreten, sie gleichen vollständig denen des Vorkommens von Bourg d'Oisans.

Ratschinges bei Sterzing, lange, ziemlich dicke, blassgrüne Prismen; die einfachen Krystalle, die meist nur eine schwache elektrische Erregung zeigen, sind mit dem analogen Pol aufgewachsen. Nach der Bestäubung sind oft die Prismen und die Basis fast frei von Belag, nur die Kanten zeigen stärkere Erregung. Krystalle von Ratschinges hatte Hankel untersucht; unter den Abbildungen stellen Fig. 3 und 4 offenbar einfache Krystalle dar, dagegen Fig. 1 und 2 Zwillinge nach (100), wobei die Individuen mit den analogen Polen zusammentreten.

Farmington, Connecticut, schwach grüne, prismatische Krystalle, meist mit bauchigen Flächen, bisweilen ringsum ausgebildet, dem Vorkommen von Sterzing sehr ähnlich. Die Stufe entstammte der Mineralienhandlung von Pech in Berlin. Optische Anomalieen konnten an den Krystallen nicht beobachtet werden. Die Krystalle sind gewöhnlich einfache Individuen und zeigen meist nicht sehr starke elektrische Erregung. Nicht allseitig ausgebildete Krystalle sind mit dem analogen Pol aufgewachsen, auch ein Zwillingskrystall nach (100) wurde in einem Fall beobachtet, bei dem die Individuen mit den analogen Polen verwachsen waren.

Kugelförmige Bildungen vom Monzoni in Tyrol von grüner Farbe zeigten nach der Bestäubung auf der Anwachsstelle positive, auf der Oberfläche an einzelnen Stellen schwach negative Elektricität.

Erhitzt man die Krystalle des Prehnits bis zum vollständigen Wasserverlust, so werden sie undurchsichtig[1] und verlieren ihre pyroelektrischen Eigenschaften. Es ist aber sehr schwer, grössere Krystalle vollständig durch Erhitzen zu entwässern; da die elektrische Erregung des Prehnits sehr stark ist, zeigen auch durch Erhitzen ganz undurchsichtige Krystalle oft noch starke Pyroelektricität, bei näherer Unter-

[1] Die in einige Lehrbücher übergegangene Angabe Walmstedt's (Berzel. Jahresb. 5. 217), dass der Prehnit sein Wasser abgiebt und dabei vollkommen klar bleibt, kann ich nicht bestätigen.

suchung dünnerer Platten eines solchen Krystalls beobachtet man dann im Innern noch unzersetzte, wasserhaltige Partieen. Die entwässerten undurchsichtigen Krystalle werden durch Eintauchen in Öl nicht durchsichtig. —

Resultate. Prehnit krystallisirt, wie aus dem pyroelektrischen Verhalten hervorgeht, rhombisch hemimorph; hiermit im Einklang steht die Ausbildung und Anordnung der Ätzfiguren. Doch bringen die Ätzfiguren die Hemimorphie in der Richtung der Axe a nicht so scharf zum Ausdruck, dass man aus diesen allein hätte mit Sicherheit auf diese Abtheilung des rhombischen Systems schliessen mögen. In der krystallographischen Ausbildung konnte bei ringsum ausgebildeten Krystallen niemals Hemimorphie beobachtet werden. Einfache Krystalle sind, wenn nicht ringsum ausgebildet, in der Regel mit dem analogen Pol aufgewachsen. Sehr verbreitet ist die Zwillingsbildung beim Prehnit; an einigen Fundorten (Bourg d'Oisans, Kongsberg) scheinen nur Zwillingskrystalle vorzukommen. Die Zwillingsbildung findet nach zwei Gesetzen statt: Zwillingsebene ist stets (100), die Individuen treten 1. mit den antilogen Polen, 2. mit den analogen Polen zusammen. Die Zwillingskrystalle gleichen äusserlich vollkommen einfachen Individuen, die Zwillingsbildung lässt sich weder im Wege der Messung, noch durch optische Untersuchung feststellen. In dieser Beziehung bildet der Prehnit ein interessantes Analogon zu dem früher von mir untersuchten Kaliumlithiumsulfat[1].

An einem 0,4 cm grossen, röthlichen, cubisch ausgebildeten, mit dem analogen Pol aufgewachsenen Krystall von Jordansmühl wurden einige neue Flächen beobachtet. Der Krystall zeigt die Combinationen (001), (110), (100), (304), (302), (301), (501), hiervon sind neu (302), (301), (501).

	Gemessen	Berechnet auf a : b : c = 0,8420 : 1 : 1,1272 BEUTELL
001 : 304	45° 18′	45° 7′
304 : 302	18 30	18 24 30″
302 : 301	12 38	12 29 38
301 : 501	5 4	5 28 55
501 : 100	8 16	8 29 49
110 : 100	40 15	40 6

[1] H. TRAUBE: Dies. Jahrb. 1892. II. 58.

Von den Makrodomenflächen ist (301) am grössten ausgebildet, (304) ist viel kleiner und (302) und (501) sehr klein.

An einem pyramidalen Krystall von Jordansmühl wurde noch die neue Form (441) beobachtet, der Krystall zeigte ausserdem noch (331), (031).

	Gemessen	Berechnet
331 : 441	2° 40′	2° 39′ 8″
441 : $4\bar{4}1$	78 24	78 46
441 : $\bar{4}41$	98 6	98 25 26

Die Pyramide (441) ist ziemlich gross.

Bei Jordansmühl findet sich der Prehnit aufgewachsen auf derbem Prehnit, der anscheinend aus der Umwandlung von Plagioklas entstanden ist. Im Dünnschliff erscheint der Prehnit optisch vollkommen normal, neben Prehnit beobachtet man noch Zoisit (Epidot). Chemisch stehen sich Prehnit $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$ und Zoisit $H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26}$ ziemlich nahe. Über die Umwandlung des Plagioklases zu Prehnit, die anscheinend ein der Saussuritisirung ähnlicher Vorgang ist und an den derben Prehniten von Jordansmühl sehr deutlich zu Tage tritt, soll später berichtet werden. —

Herrn Geheimen Bergrath Prof. Dr. C. Klein bin ich für die Freundlichkeit, mit der er mir gestattete, vorliegende Untersuchungen im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin auszuführen, zu bestem Dank verpflichtet.

Berlin, Januar 1894.

Ueber die chemische Zusammensetzung und die Krystallform des künstlichen Zinkoxyds und Wurtzits.

Von

Hermann Traube in Berlin.

Hierzu Taf. VII, Fig. 7—9.

I. Zinkoxyd.

Zinkoxyd als Hüttenproduct ist mehrfach beschrieben worden[1]. Bei einem im Herbst vorigen Jahres ausgeführten Besuche oberschlesischer Hüttenwerke hatte ich Gelegenheit, schöne Krystalle von Zinkoxyd zu sammeln, deren verschiedenartige Färbung und Krystallform Anlass zu einer näheren Untersuchung gaben.

Wasserhelles Zinkoxyd von der Friedrichshütte bei Tarnowitz.

Wahrscheinlich an einer schadhaften Stelle eines Ofens oder Zinkdestillationsgefässes hatte sich ein eigenthümliches

[1] Die wichtigsten Arbeiten sind: Hausmann, Specim. cryst. met. u. Beiträge z. metall. Krystallkunde; Koch, Beiträge z. Kenntniss krystallis. Hüttenproducte. Göttingen 1822; Des Cloiseaux, Ann. d. mines (4) 1. 482. 1842; Lévy, Ann. d. mines (4) 4. 516. 1843; G. Rose, Krystallochem. Mineralsystem. 1852. 65; Schabus, Sitzber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien. 11. 8. 1853; G. v. Rath, Pogg. Ann. 122. 406. 1864. — 144. 580. 1872; F. Rinne, dies. Jahrb. 1884. II. 164; Firket, Ann. d. l. soc. géol. p. Belgique. 12. 191. 1885; Greim, Ber. d. oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilk. 24. 59. 1886; Stone, School of Mines Quarterly. 8. 144. 1887; Dana, Zeitschr. f. Krystallogr. u. s. w. 12. 460. 1887; Busz, Zeitschr. f. Krystallogr. u. s. w. 15. 622. 1889; J. Tudor Cundall u. A. Hutchinson, Journ. of the Mineral. Soc. 9. 5. 1890; Grosser, Zeitschr. f. Krystallogr. u. s. w. 20. 354. 1892.

Gebilde angesetzt, welches einen ca. 15 cm langen, 3—4 cm im Durchmesser enthaltenden, dünnwandigen Cylinder darstellte, der am Ende etwas umgebogen und geschlossen war. Dieses cylindrische Gebilde bestand aus langen, dünnen Nadeln von schneeweissem, krystallisirtem Zinkoxyd; an der Stelle, wo es aufgesessen hatte, fanden sich im Innern baumförmige Gruppirungen von Millimeter grossen, vollkommen wasserhellen Krystallen von Zinkoxyd. Herrn Oberbergrath Koch in Tarnowitz bin ich für die Überlassung einer Anzahl solcher Krystalle zu bestem Dank verpflichtet. Die chemische Untersuchung dieser Krystalle ergab vollkommene Reinheit. Demgemäss zeichneten sich die Krystalle, welche die Formen $(10\bar{1}0)$, $(10\bar{1}1)$, (0001) erkennen liessen, durch ganz vorzügliche Flächenbeschaffenheit aus.

$$a : c = 1 : 1{,}60770.$$

	Gemessen	Berechnet
$10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$	52° 14′	
$10\bar{1}1 : 10\bar{1}0$	28 18	28° 18′ 46″

Die bisher krystallographisch und chemisch untersuchten natürlichen oder künstlichen Zinkoxyde enthielten stets Beimengungen von MnO, FeO, PbO u. a. Daher dürfte das obenstehende Axenverhältniss das dem reinen Zinkoxyd entsprechende sein; am nächsten steht das von Greim l. c. angegebene Axenverhältniss $a : c = 1 : 1{,}60322$, dieses Zinkoxyd ist aber chemisch nicht untersucht worden.

In dem Mauerwerk eines alten Ofens der Tarnowitzer Eisenhütte fand sich Zinkoxyd z. Th. in grossen Krystallen und sehr wechselnder Färbung, bald gelb, bald hell- bis dunkelgrün, bald dunkelbraun. Sehr häufig waren auf den Krystallen von Zinkoxyd zahlreiche, kleine, äusserlich rothe Kügelchen aufgewachsen, welche aus metallischem Zink mit etwas Blei bestanden, nicht selten fanden sich auf den Zinkoxydkrystallen auch Würfel von Salmiak von 2—3 mm Kantenlänge. Ich verdanke eine grosse Anzahl schöner Stufen der Freundlichkeit des Herrn Hüttenmeister Bansen in Tarnowitz.

Gelbes Zinkoxyd.

Die bis 0,5 cm grossen Krystalle sind im Innern schneeweiss, nur eine dünne äussere Schale ist strohgelb gefärbt.

Eine Analyse ergab neben Zn O nur Spuren von Cd O und Fe O. in den nur ($10\bar{1}1$), ($10\bar{1}0$), (0001) zeigenden Krystallen.

a : c = 1 : 1,60817.

	Gemessen	Berechnet
$10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$	52° 11′	
$10\bar{1}1 : 10\bar{1}0$	28 24	28° 24′ 17″

Die Krystalle sind bisweilen ausgezeichnet hemimorph ausgebildet, wie sie ähnlich Dana l. c. abbildet. Derartige Krystalle zeigen dann mitunter Zwillingsbildung nach (0001) und zwar ist dann die Basis des einen Individuums meist viel grösser, als die des anderen (Fig. 7).

Grünes Zinkoxyd.

Diese Krystalle besassen die gleiche Ausbildung wie die gelben, auch bei ihnen ist die Färbung nur auf eine dünne äussere Schicht beschränkt, das Innere ist weiss. Die Analyse dunkelgrünen Zinkoxyds ergab neben Zn O Spuren von Mn O und 0,38 % Fe O. Die Messungen an den Krystallen, welche die Combination ($10\bar{1}1$), $10\bar{1}0$), (0001) erkennen liessen, ergaben:

a : c = 1 : 1,66835.

	Gemessen	Berechnet
$10\bar{1}1 : 10\bar{1}0$	27° 26′	
$10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$	—	52° 47′ 42″.

Dunkelbraunes Zinkoxyd.

Die interessantesten Krystalle sind die dunkelbraun gefärbten. Ihre Analyse ergab neben Zn O, 0,48 Fe O, 0,27 Mn O und Spuren von Cd O; sie zeigen die Combination m = ($10\bar{1}0$), t = ($11\bar{2}4$), h = ($11\bar{2}3$), r = ($10\bar{1}1$), v = ($20\bar{2}1$), c = (0001), hiervon sind neu t = ($11\bar{2}4$), h = ($11\bar{2}3$). Die Messungen an den nicht sehr vollkommenen Flächen sind schwankend.

a : c = 1 : 1,64026.

	Gemessen	Berechnet
$10\bar{1}1 : 10\bar{1}0$	27° 50′	—
$10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$	52 16	52° 58′ 56″
$20\bar{2}1 : 10\bar{1}0$	14 58	14 47 18
$20\bar{2}1 : 10\bar{1}1$	12 49	13 2 42
$11\bar{2}4 : 2\bar{1}\bar{1}4$	35 4	35 15 4
$11\bar{2}4 : 10\bar{1}0$	43 12	42 55 25
$11\bar{2}4 : 11\bar{2}3$	7 51	8 12 5
$11\bar{2}4 : 0001$	39 14	39 21 22
$11\bar{2}3 : 2\bar{1}\bar{1}3$	—	43 34 48
$11\bar{2}3 : 10\bar{1}0$	31 22	31 33 26
$11\bar{2}3 : 0001$	47 51	47 33 27

Bemerkenswerth ist, dass bei diesen Krystallen von den Pyramiden die Deuteropyramide (11$\bar{2}$4) vorherrschend ist, vergl. Fig. 8. TUDOR CUNDALL und HUTCHINSON l. c. beschrieben Krystalle, an denen die Deuteropyramide (11$\bar{2}$2) ((10$\bar{1}$1 bei HUTCHINSON ist nach der gewöhnlichen Aufstellung des Zinkoxyds (11$\bar{2}$2)) vorherrschend ausgebildet ist. Bisweilen sind die Flächen der Deuteropyramide geknickt und scheinen in eine dihexagonale Pyramide überzugehen. An manchen Stufen zeigen fast sämmtliche Krystalle Zwillingsbildung in einer auffallenden Weise, vergl. Fig. 9. Ein grösserer Krystall der Combination (10$\bar{1}$0), (11$\bar{2}$4), (10$\bar{1}$1), (0001) tritt mit einem um vieles kleineren Krystall der Combination (10$\bar{1}$1), (0001) zu einem Zwilling nach (0001). Dass in der That Zwillingsbildung nach (0001) vorliegt, geht aus den mit Salzsäure erzeugten Ätzfiguren auf den Pyramidenflächen hervor, gleichseitige Dreiecke, welche ihre Basislinien einander zukehren. (Nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn F. RINNE in Berlin zeigten die Ätzfiguren der früher von ihm (l. c.) beschriebenen Zwillingskrystalle nach (0001) dieselbe Anordnung.) Da allseitig ausgebildete einfache Krystalle von braunem Zinkoxyd hier nicht angetroffen wurden, so bleibt es dahingestellt, ob eine Zwillingsverwachsung zweier verschieden ausgebildeter Individuen vorliegt, oder ob etwa die Krystalle eine hemimorphe Ausbildung besitzen, derart, dass an dem einen Ende (0001), (11$\bar{2}$4), (10$\bar{1}$1) klein, an dem andern (10$\bar{1}$1) gross und (0001) auftritt.

Das Axenverhältniss des Zinkoxyds wird selbst durch geringe fremde Beimengungen stark beeinflusst, wie aus nachstehender Tabelle hervorgeht:

wasserhelles Zinkoxyd		chemisch rein	a : c = 1 : 1,60770
gelbes	enthält	Spuren von CdO u. FeO	„ = 1 : 1,60317
grünes	„	0,38 FeO Spuren v. MnO	„ = 1 : 1,66835
braunes	„	0,48 FeO, 0,27 MnO, Spuren von CdO	„ = 1 : 1,64026
analys. von JANNASCH, gemess. von RINNE l. c.	„	0,71 FeO_2O_3, 0,20 MnO_2O_3	„ = 1 : 1,62193
HUTCHINSON und CUNDALL l. c.	„	1,02 Pb, 0,30 FeO	„ = 1 : 1,60282 (ber. nach d. l. c. angegebenen Werthen)

Die von Grosser (l. c.) an natürlichem, von Schütz analysirtem Zinkit beobachteten Winkel sind hier nicht berücksichtigt worden, da die Messungen, wie angegeben wird, sehr ungenau sind.

Am Zinkoxyd sind bis jetzt folgende Formen beobachtet (unter Umrechnung der von Hutchinson angegebenen Formen für die gewöhnliche Aufstellung):

Basis (0001), Prismen: $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$ Greim.

Pyramiden: $(10\bar{1}1)$, $(20\bar{2}3)$ Grosser, $(20\bar{2}1)$ Greim, $(10\bar{1}3)$ Greim, $(10\bar{1}2)$ Greim, $(10\bar{1}8)$ resp. $(2.0.\bar{2}.17)$ Hutchinson, $(20\bar{2}5)$ G. v. Rath, $(30\bar{3}5)$ Koch, $(80\bar{8}5)$ Koch.

Deuteropyramiden: $(11\bar{2}1)$ Busz, $(11\bar{2}2)$ Hutchinson, $(11\bar{2}4)$ H. Traube, $(11\bar{2}3)$ H. Traube.

Dihexagonale Pyramiden: $(21\bar{3}3)$ G. v. Rath.

Ausser der Zwillungsbildung nach (0001) beobachtete G. v. Rath noch eine solche nach $(80\bar{8}9)$.

Es gelang nicht, das pyroelektrische Verhalten des Zinkoxyds mittelst des Bestäubungsverfahrens festzustellen, die elektrische Erregbarkeit des Zinkoxyds ist zu schwach hierzu.

II. Wurtzit.

Wurtzit als Hüttenproduct wurde bisher von Förstner[1] und von Stahl[2] beschrieben. Ich fand diese Substanz in überraschend grosser Menge in den Bleischlacken der Friedrichshütte bei Tarnowitz. Der Wurtzit, der nach seiner äusseren Beschaffenheit zuerst für Zinkoxyd gehalten wurde, fand sich vorzugsweise in sehr porösen Schlacken, wo er zu lose zusammenhängenden, parallelstengeligen Aggregaten verbunden, mehrere Centimeter grosse Klüfte ausfüllte, Die hellbräunlich gelben, durchscheinenden, meist sehr unvollkommen ausgebildeten Krystalle waren direct auf der Schlacke aufgewachsen, sie gingen anscheinend in der Schlackenmasse über, die dort, wo sich Wurtzit einfand, eine stenglige Absonderung zeigte, aber metallische Beschaffenheit angenommen hatte. Die Wurtzitkrystalle selbst besassen stellenweis ein

---

[1] Förstner, Zeitschr. f. Kryst. etc. 5. 363. 1881.
[2] Stahl, Berg- und Hüttenm. Zeitung. 1888. 207.

metallisches Aussehen. Die chemische Untersuchung der Schlacke ergab eine Zusammensetzung aus PbS, ZnS, FeS, etwas MnS; die Analyse des Wurtzit lieferte die Zahlen:

	Gefunden	Berechnet
Fe	0,81	—
Zn	66,02	—
Mn	Spur	—
Pb	"	—
S	32,79	33,17
	99,62	—

An dem Wurtzit ist meist nur die Basis gut ausgebildet, die Krystalle verjüngen sich sehr rasch nach ihrer Aufwachsungsstelle zu und erscheinen schliesslich zu langen, dünnen, sehr zerbrechlichen Fäden ausgezogen. Folgende Formen wurden beobachtet: $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$, $(50\bar{5}3)$, $(20\bar{2}1)$, $(40\bar{4}5)$, $(80\bar{8}1)$, von diesen traten $(20\bar{2}1)$ oben und unten, $(50\bar{5}3)$ nur oben, $(40\bar{4}5)$, $(80\bar{8}1)$ nur unten auf; neu sind $(50\bar{5}3)$, $(80\bar{8}1)$.

Die Messungen ergaben:

a : c = 1 : 0,81516 (0,8177 FRIEDEL[1], 0,8002 FÖRSTNER l. c.).

	Gemessen	Berechnet
$0001 : 10\bar{1}1$	43° 16′	—
$10\bar{1}1 : 50\bar{5}3$	14 25	14° 13′ 24″
$50\bar{5}3 : 20\bar{2}1$	4 27	4 31 38
$20\bar{2}1 : 10\bar{1}0$	28 4	27 58 58
$10\bar{1}0 : 80\bar{8}\bar{1}$	7 21	7 33 52
$10\bar{1}0 : 40\bar{4}\bar{5}$	52 56	53 1 11

Die beiden stark parallel den Basiskanten gestreiften Prismen sind oft im Gleichgewicht ausgebildet, von den Pyramiden ist $(10\bar{1}1)$ in der Regel am grössten, bisweilen auch $(20\bar{2}1)$, häufig treten die Pyramiden nur mit einer einzigen Fläche auf. Die Krystalle besitzen eine sehr vollkommene Spaltbarkeit parallel $(10\bar{1}0)$, die von STAHL (l. c.) angegebene Spaltbarkeit nach einem Rhomboëder, dessen Flächen 13—18° gegen die Basis geneigt sind, konnte ich nicht beobachten. Ätzfiguren auf Spaltflächen parallel $(10\bar{1}0)$, durch sehr langsame Einwirkung verdünnter Salpetersäure erzeugt, gleichen denen des Zinkoxyds, es sind gleichschenkelige Dreiecke.

[1] FRIEDEL bei FÖRSTNER. 364.

Versuche, das pyroelektrische Verhalten des Wurtzit mittels des Bestäubungsverfahrens zu untersuchen, führten wegen der geringen Erregbarkeit der Substanz zu keinem Ergebniss.

Herrn Geheimen Bergrath Prof. Dr. C. Klein bin ich für die Freundlichkeit, mit der er mir gestattete, vorstehende Untersuchungen im Mineralog. petrogr. Institut der Universität Berlin auszuführen, zu bestem Dank verpflichtet.

Berlin, Januar 1894.

Versuche über Bildung von Spalten, Hohlräumen und Steinkernen in Schuttkegeln.

Von

H. Behrens in Delft.

(Hierzu Tafel VIII. IX.)

I. Versuche an geschmolzenen Massen.

v. Hochstetter's Beobachtungen an Eruptionskegeln von Schwefel, welcher durch überhitzten Wasserdampf geschmolzen wurde (dies. Jahrb. 1871. 469), scheinen nur von Wenigen wiederholt und weiter verfolgt zu sein. Versuche, die ich selbst vor mehreren Jahren in dieser Absicht machte, gaben ein unbefriedigendes Resultat. Ohne umfangreichen Apparat war mit Schwefel nichts zu machen. Von leicht schmelzbaren wasserhaltigen Salzen war zu erwarten, dass sie leichter zu behandeln sein würden. In der That gelangen die Versuche damit ohne Schwierigkeit, am leichtesten und besten mit Bleiacetat. Das Salz wird vorsichtig in einer Schale von Platin oder Silber geschmolzen und nach Bildung einer Erstarrungskruste ein kleiner Fleck des Bodens mittelst eines glühenden spitzigen Bolzens oder einer kleinen Stichflamme erhitzt, worauf alsbald die Eruptionen beginnen. Mit Aufstreuen von Farbstoffen kann man hier nicht wirken, da der Vorgang viel schneller verläuft als bei v. Hochstetter's Beobachtungsobjecten. Dafür hat man den Vortheil, dass die Masse durchscheinend ist und kurz nach Beendigung der Eruptionen weich genug, um gute Durchschnitte zu gestatten. Was man bei diesen Versuchen sieht, kann nur theilweise zur Bestätigung der weitreichenden Folgerungen benutzt wer-

den, die auf v. HOCHSTETTER's Beobachtungen, theils von ihm selbst (a. a. O. S. 475—477), theils von anderen (u. a. VERBEEK in „Krakatau" 166, 374, 389) gebaut worden sind.

v. HOCHSTETTER stellt sich auf Grund der Versuche mit Schwefel einen thätigen Vulcan als einen Kegel mit einer weiten birnförmigen Höhlung vor, deren spitzes Ende in den Kratercanal ausläuft. Dieser Hohlraum soll durch wiederholtes Einschmelzen bereits erstarrt gewesener Lavamassen entstanden sein und soll sich, dem Wachsthum des Vulcans entsprechend, erweitern. Er kann Anlass geben zu Einsturz und damit zur Entstehung weiter Kesselkrater und vulcanischer Ringgebirge, andererseits, wenn er durch eine compacte Lavamasse gefüllt wird, zur Entstehung eruptiver Kuppen (v. SEEBACH's „homogene Vulcane"), die man bis dahin auf Massenausbrüche zähflüssiger Laven zurückgeführt hatte.

Dass Umschmelzung im Innern eines Vulcankegels stattfinden kann, ist nach dem, was DANA über die Schmelzungsvorgänge im Kilauea-Krater mitgetheilt hat, nicht zu bezweifeln, ob dieselbe ein gewöhnlicher, die Mehrzahl aller vulcanischen Eruptionen begleitender Vorgang ist, scheint nach vielen dagegen sprechenden Beobachtungen recht zweifelhaft. Die Contactmetamorphosen an Einschlüssen von Sandstein, Schiefer, Kalkstein in Eruptivgesteinen sind oft so geringfügig, die Contactflächen zwischen zwei an einander grenzenden Eruptivgesteinen oftmals so scharf, dass umfangreiche Schmelzung durch Berührung mit flüssiger Lava jedenfalls zu den selteneren Vorkommnissen gezählt werden muss.

Eine schöne Gelegenheit, die Richtigkeit der Ansichten v. HOCHSTETTER's zu prüfen, bot der im August 1883 entstandene Absturz des Pik Rakata auf Krakatau. VERBEEK, der für seine Darstellung der Krakatau-Eruption von der Umschmelzungstheorie ausgiebigen Gebrauch gemacht hat, scheint von dem Ergebniss der Untersuchung an der Steilwand des Piks überrascht und einigermaassen stutzig gewesen zu sein. Der Pik erwies sich als unzweifelhafter Stratovulcan, der Absturz ging nahezu durch die Mitte des Kegels, und doch zeigte sich weder ein birnförmiger Hohlraum noch ein Kern von eruptivem Massengestein. Diesen Angaben ist eine bemerkenswerthe Betrachtung angehängt (Krakatau, S. 162):

„Der Pik war früher ein spitzer Kegel, ohne eingestürzten Kraterrand. Da nun eine Einschmelzung im Innern des Mantels als Ursache des Einsturzes von Vulcanen anzusehen ist, kommt es mir nicht unwahrscheinlich vor, dass allein in Vulcanen mit centralem Einsturz eine beträchtliche Einschmelzung im Innern derselben vorging, während in Vulcanen, die als regelmässige Kegel bestehen blieben, eine derartige Einschmelzung nicht oder doch nur in geringem Maasse stattgefunden hat."

Übrigens stimmen auch weder die Versuche v. Hochstetter's mit Schwefel, noch die meinigen mit Bleiacetat und Natriumacetat zu der Annahme, die centralen Höhlungen der Kegel seien durch Umschmelzung von erstarrter Substanz gebildet. v. Hochstetter giebt an, dass die Höhlungen mit zierlichen Schwefelkrystallen bekleidet waren, die ich auch in meinen kleineren und weniger vollkommenen Modellen in reichlicher Menge erhalten habe. Nun müsste aber Schmelzung des Kegels von innen her hervorragende Krystalle zerstören und glatte, geflossene Flächen schaffen, eine Behauptung, von deren Richtigkeit man sich leicht durch Einführen eines heissen Drahts in eine hohle Druse von Schwefel überzeugen kann. Offenbar hat der flüssige Kern bei den v. Hochstetter'schen Versuchen festen Schwefel abgesetzt, statt Schmelzung zu veranlassen.

Soll Abschmelzen in einem Hohlraum eintreten, so muss die eindringende flüssige Masse über den Schmelzpunkt der umgebenden Substanz hinaus erhitzt sein, und zwar um so mehr, als durch Zähflüssigkeit und geringes Leitungsvermögen die Übertragung von Wärme erschwert ist. Aus dieser Erwägung muss die Folgerung gezogen werden, dass Schmelzung der umgebenden Gesteine durch Berührung mit flüssiger Lava nicht häufig vorkommen wird und dass Schmelzung der Nebengesteine in so grossem Maassstabe, dass aus den Schmelzproducten und durch deren Vermischung mit der Lava besondere Varietäten pyrogener Gesteine entstehen sollten, vollends in das Gebiet der fügsamen Hypothese gehört. An Einschlüssen in vulcanischen Gesteinen, denen ich, mit Rücksicht auf die hier besprochenen Fragen, längere Zeit besondere Aufmerksamkeit zugewendet habe, sieht man selten eine ver-

glaste Umhüllung oder Schlieren in ihrer Umgebung, auch dann nicht, wenn Mineralien vorliegen, die in der Löthrohrflamme schmelzen, wie z. B. Sanidin, welcher in der Lava von Niedermendig und in den Bomben der Dauner Maare vermürbt, aber ohne Schmelzungszone angetroffen wird. Verbröckelung von derartig vermürbtem Gestein und darauf folgende Wegführung und Auflösung muss in einigermaassen zähflüssiger Lava Spuren in Gestalt von Flecken, Flasern und Schlieren hinterlassen, denen man bei dem Studium vulcanischer Gesteine in der That ab und zu, indessen keineswegs häufig begegnet. Kurzum, es ist zu erwarten, dass ebenso oft Verengerung des Kraterschachts durch Ansatz von Lavakrusten, als Erweiterung durch Abschmelzen statthaben wird.

Ebenso unsicher wie mit der Entstehung ist es mit dem angenommenen Wachsthum des Hohlraums durch stetiges Ausschmelzen des wachsenden Kegels bestellt. An den durchscheinenden Kegeln von Bleiacetat sieht man deutlich, wie die flüssige Masse im Innern derselben in grossen Blasen aufschäumt, den Kegel zersprengt und auftreibt, wobei bisweilen ein gutes Stück vom Gipfel abgehoben und durch die hervordringende zähflüssige Masse zur Seite geschoben wird. Im Innern findet man eine mehr oder weniger zellige Substanz, durchsetzt von einem ziemlich engen, oft gewundenen, hie und da unregelmässig erweiterten Canal. Mit Natriumacetat fällt die Wandung dichter, der Canal weiter aus, doch ist es viel schwieriger, damit Kegel von einiger Grösse zu erzielen. Wenn man durch plötzliche locale Überhitzung der Masse Schmelzungserscheinungen erzwingt, so beginnen dieselben bei beiden Salzen in der Tiefe, wie auch wohl kaum anders zu erwarten. Entweder schmilzt der Boden um die Kegel oder ihr Fuss, niemals habe ich theilweisen Einsturz in Folge von Schmelzung gesehen.

Bei alledem führt die Untersuchung eruptiver Kuppen vielfach zu der Annahme von Lavakernen. Für viele Basaltkuppen ist kaum eine andere Annahme zulässig. Die Basaltkuppen bei Linz am Rhein, u. a. der Schwarzenberg, der Meerberg, der Hummelsberg, sind viel zu steil, um für Massenausbrüche zähflüssiger Laven erklärt zu werden und einer

Erklärung durch Aufthürmen von Lavaströmen steht die Regelmässigkeit der von oben bis unten durchgehenden Zerklüftung im Wege, die zumal am Hummelsberge in auffallender Vollkommenheit, wie in drei regelrecht aufeinander gesetzten Stockwerken erscheint. Es bleibt nichts anderes übrig, als anzunehmen, dass die ganze Basaltmasse gleichförmig von aussen nach innen erkaltet sei, und mit Rücksicht auf die nahezu verticale Stellung der Pfeiler muss überdies noch angenommen werden, dass die Erkaltung vorwiegend vom Gipfel des Berges ausging. Dies führt aber auf die Voraussetzung einer dicken Umhüllung der Seitenflächen mit schlechten Wärmeleitern, auf den kegelförmigen Schuttmantel der alten Vulcane, deren Kerne als Basaltkuppen blossgelegt sind.

II. Versuche an massiven Kegeln von pulverförmigen Substanzen.

Wird ein Kegel durch Aufschütten einer pulverförmigen Substanz mittelst eines Papiertrichters gebildet, der den Gipfel beinahe berührt, so kann derselbe unter günstigen Umständen eine Steilheit von 50° erreichen, bevor Reissen und Abgleitung erfolgt. Die Abgleitung tritt meistens einseitig auf, oftmals bleibt sie auf die nächste Umgebung des Gipfels beschränkt.

Will man die Erscheinung in grösserer Vollkommenheit haben, so ist dies durch gleichmässiges Aufstäuben auf den wie vorhin aufgeschütteten Kegel mittelst eines kegelförmigen oder schalenförmigen Siebes von Drahtgaze zu erreichen. Alsdann erfolgen Risse von grösserer Länge, strahlig um den Gipfel vertheilt (Fig. 1). Sie sind in der Nähe des Gipfels breiter und tiefer als am unteren Theil des Kegels, dessen Fuss nur einzelne erreichen. Mit dem Auftreten der radialen Risse geht zugleich Bildung von weniger hervortretenden ringförmigen Rissen und Senkung des Kegels vor sich.

Feinkörnige Chamotte (1 mm und darunter) zeigt die Erscheinung besonders deutlich, sie gestattet Aufschüttung bis 49° und sinkt mit dem Auftreten der Risse auf 43°. Nächstdem Seesand, mit einem Maximum der Steilheit von 46°, Einsinken bis 41°, Trasspulver des Handels giebt weniger regelmässige Zerklüftung; die maximale Steilheit ist 49°, die Steilheit nach dem Einsinken 42½°. Bimsteinpulver giebt wegen seiner Leichtigkeit und Rauhheit viel steilere Kegel, die zu-

gleich dem Abschieben viel mehr Widerstand leisten. Erfolgt es schliesslich (bei einer Steilheit von 57½°), so pflegt es auch umfangreicher auszufallen. Spalten, welche den Kegel ganz durchsetzen, und tiefe Mulden kommen häufig vor, ebenso oft bleiben scharfe Hörner stehen (Fig. 2), die selbst starken Erschütterungen Stand halten. Das Einsinken geht bis 42½°.

Schwache Erschütterung — leichtes Klopfen gegen die Unterseite der Tischplatte — ruft die Spaltenbildung am leichtesten und in vollkommenster Ausbildung hervor. Wird die zerspaltene Oberfläche durch Überstäuben geglättet, so können durch Erschütterung abermals Spalten hervorgebracht werden, meist zahlreicher, schmäler, dabei von grösserer Tiefe und Länge. Die Senkung des Kegels ist weniger stark als während der ersten Zerklüftung, dagegen ändert sich jetzt die Form des Gipfels in auffallender Weise: der Kegel geht bei wiederholter Zerklüftung in eine Kuppe mit gerundetem Scheitel über (Fig. 3).

Die Entstehung der Risse steht in engstem Zusammenhang mit dem Einsinken. Die Abnahme der Steilheit weist auf Abschieben des Kegelmantels von oben nach unten, also von kleineren zu grösseren Kreisen, wobei nothwendig radiale Zerreissung desselben stattfindet. Die Bewegung muss sich nach unten zu, wo sie am Fuss des Kegels gehemmt wird, verlangsamen. Dies hat zur Folge: erstens grössere Tiefe und Breite der radialen Spalten in der Nähe des Gipfels und zweitens die Entstehung von ringförmigen Falten, die zu den feinen ringförmigen Rissen Anlass geben, welche mit den radialen Spalten ein Netzwerk ausmachen. Daneben ist das Einsinken in verticaler Richtung ins Auge zu fassen. Auch hier hat man mit Hemmung der Bewegung zu thun, die in zwiefacher Weise zu Stande kommt. Zunächst durch den Stoss der lose aufgeschichteten, stark einsinkenden Massen am Gipfel gegen die fester gelagerten Schichten der unteren Hälfte des Kegels; die Folge hiervon ist das Auftreten einer seitlichen Componente, Übergang des Einsinkens in Abgleiten, sodann Hemmung durch Stoss gegen die feste Unterlage des Kegels. Die hierbei auftretende Summirung der mechanischen Momente muss sich um so stärker geltend machen, je mehr der Kegel sich in Folge vermehrten Zusammenhangs seiner

Theilchen als Ganzes bewegt. Hieraus folgt, dass Stauchungen und Rutsche, die Anfangs auf die Nähe des Gipfels beschränkt waren, in einer späteren Periode sich bis an den Fuss des Kegels ausdehnen können, und da, wegen Anhaftens an der Unterlage, Vergrösserung der Grundfläche erschwert ist, muss durch Stauchung und Abgleiten die Steilheit auf halber Höhe zunehmen, während die jüngst aufgeschütteten Massen des Gipfels nach wie vor einsinken. Beides zusammen führt die Kegelform in die einer abgerundeten Kuppe über.

Kegel mit trichterförmiger Höhlung sind weniger leicht aufzuschütten als massive; nach einigen Versuchen wird man dennoch in genügender Weise damit zu Stande kommen. Sie zeigen dieselben Spaltungs- und Stauchungserscheinungen wie massive Kegel, indessen treten hier im Gefolge muldenförmiger Abrutschungen vielfach Einstürze von Theilen des Trichterrandes auf. Ob das kegelförmige Gebilde durch wiederholte Einstürze und allgemeine Senkung zu einer unförmlichen Ruine werden soll, hängt vor allem von den Dimensionen des Trichters ab. Ist derselbe klein, so kann durch öftere Wiederholung von Aufstäuben und Erschütterung ein Endzustand herbeigeführt werden, der sich von einer massiven gerundeten Kuppe nur durch eine unbedeutende Einsenkung des Scheitels unterscheidet.

Es braucht wohl nur angedeutet zu werden, dass die beschriebenen Versuche Stauchung und Abschiebung als Entstehungsursache der allgemein verbreiteten radialen Klüfte an vulcanischen Kegeln (barrancos auf den Canarischen Inseln, quebradas und huaicos in den Anden, djurangs auf Java) erkennen lassen, sowie auch der weniger häufig vorkommenden tiefen Scharten und muschelförmigen Mulden. Ebenso ist nur in aller Kürze zu betonen, dass damit der Bedeutung der Erosion für Austiefung und Verlängerung der Spalten kein Abbruch gethan wird und dass die Ausführungen von Junghuhn über den Zusammenhang zwischen der Gestalt des Gipfels und der Geschichte eines Vulcans (Java, Bd. 2, Beschreibung des Sumbing) im Wesentlichen ihre Geltung behalten.

III. Versuche an Kegeln, die durch Gasentwickelung gebildet wurden.

Zu Beobachtungen dieser Art bieten Gährbottiche bisweilen gute Gelegenheit. Willkürlich kann man dieselben Erscheinungen in einem Gemisch von dünnem Thonschlamm und Natriumbicarbonat hervorrufen, das mittelst Kleie oder Sägespänen verdickt wird. Durch Erhitzen in einer geräumigen flachen Schale mittelst einer spitzen Flamme wird ein Kegel aufgetrieben, aus dessen Gipfel breiige Masse ausströmt, Anfangs stetig, später, mit Beginn des Kochens, stossweise. Was diesen Beobachtungen besonderes Interesse verleiht, ist das Auftreten einer ringförmigen Depression um den Fuss des Kegels, die in grösserem Abstande von einem flachen ringförmigen Wulst umgeben ist. Die Entstehungsursache dieser eigenthümlichen Bildung ist wohl hauptsächlich in der Zunahme des specifischen Gewichts zu suchen, welche durch das Entweichen der freigewordenen Kohlensäure an der Aussenfläche des Kegels veranlasst wird. Die Depression würde mit dem Wachsthum des Kegels zunehmen und dieser schliesslich versinken müssen, wenn nicht durch Auftreibung des Wulstes Gleichgewicht hergestellt würde. Ähnliches sieht man bisweilen an der steilen, dem Lande zugekehrten Seite hoher Seedeiche: eine Anschwellung des flachen Landes, welche in einiger Entfernung dem Fuss des Deiches parallel läuft. Es ist mir nicht bekannt, ob auch in der Nähe vulcanischer Kegel derartige Anschwellungen wahrgenommen sind; sie werden hier vermuthlich seltener vorkommen als die Depressionen. Auf letztere dürfte das von Vogelsang u. a. an der Olbrücker Phonolithkuppe beobachtete Fallen der Schichten gegen das eruptive Massengestein zurückzuführen sein. — Setzt man den oben beschriebenen Versuch länger fort, so stellen sich mit seitlicher Ausbreitung der Erwärmung, bald nach dem Hervortreten des ringförmigen Wulstes, Flankeneruptionen ein, während der centrale Kegel zur Ruhe kommt.

IV. Ausblasen von Trichtern in flach gelagerten losen Massen.

Als das geeignetste Material für Versuche dieser Art ist Chamottepulver zu nennen, nächstdem feiner Sand. Auch kann man gemahlenen Trass und Bimsteinpulver verwenden, die viel Eigenartiges und Beachtenswerthes zeigen. Bei An-

wendung von Bimsteinpulver ist Vorsicht anzurathen. Der in reichlicher Menge umherfliegende scharfe Staub hängt sich überall fest an und kann in der Nase und auf der Gesichtshaut hartnäckige Entzündungen hervorrufen. Nach dem Muster des Sandgebläses kann nur in grösserem Maassstabe gearbeitet werden. Man erhält auf diesem Wege gute Modelle, kann aber nur wenig an den Versuchsbedingungen abändern und ist überdies durch das starke Stäuben genöthigt, im Freien zu arbeiten, wofür nur windstille Tage benutzt werden können. Die meisten Versuche wurden mit Hilfe einer leichten Kiste von 40 cm Tiefe gemacht, durch deren Boden ein Windrohr geführt war. Die Öffnung desselben darf nicht zu weit sein (meistens 0,7 mm und darunter), der Winddruck ist dem entsprechend ziemlich hoch zu nehmen. Ein Blastischbalg reicht nicht für alle Versuche, ein Fletcher'scher Balg dagegen giebt ausreichenden Druck und ist sehr gut zu verwenden, wenn man einen leicht beweglichen Hahn in die Windleitung einschaltet. Weite Windöffnungen streuen zu sehr und geben hohe Staubwolken. Man gewinnt damit sehr bald die Überzeugung, dass die Höhe von Staubsäulen nicht allein von der Spannung, sondern auch sehr wesentlich von dem Querschnitt des Gasstromes abhängt. Das Windrohr ist in einem langen Korkstopfen in verticaler Richtung verschiebbar; an seinem oberen Ende können kurze Bleiröhrchen als Düsen angesteckt werden.

1. Ist die Düse in geringe Entfernung von der Oberfläche gebracht, so wird in kurzer Zeit ein verhältnissmässig weiter und flacher Trichter ausgeworfen, ohne merkliche Aufschüttung des Randes. Der Auswurf verbreitet sich garbenförmig bis zu beträchtlicher Höhe. Zieht man das Windrohr mit der Düse allmählich tiefer hinunter, so beginnt das Auswerfen von Neuem, dabei wird der Auswurfscanal enger, in der Tiefe beinahe cylindrisch und um denselben bildet sich ein Aufschüttungskegel. An der Mündung des Auswurfscanals bröckelt der Kegel stetig ab, die Mündung des Canals wird hierdurch trichterförmig ausgeweitet, zugleich erhält sie ein vertical gerieftes Ansehen (Fig. 4). Beides ist eine Wirkung von unausgesetzten Streifschüssen gröberer Körner. Der Querschnitt des Trichters ist nicht immer kreisförmig, ebenso ist

sein Rand nicht überall von gleicher Höhe. Kleine Biegungen in der Richtung des Auswurfscanals, feine Risse in der durchblasenen Schicht Sand oder Chamotte sind hierbei von grossem Einfluss. Die Weite des Trichters ist hauptsächlich durch den Winddruck bedingt. Mit zunehmender Weite des Trichters nimmt die Höhe des Aufschüttungskegels ab.

2. Wird die beschriebene Vorrichtung mit gröberem Material, z. B. mit gemahlenem Trass des Handels beschickt, so beginnt der Auswurf in der soeben beschriebenen Weise. Später häufen sich im Auswurfscanal gröbere Körner an, von denen bei verstärktem Winddruck einzelne stossweise ausgeworfen werden, die von Zeit zu Zeit Abbröckeln des Trichterrandes bewirken. Bei schwächerem Winddruck bilden sie einen ebenen Boden im Auswurfscanal, aus welchem sich eine dünne fadenförmige Staubwolke erhebt, die lange Zeit unverändert bleibt.

3. Das Verhalten dicker, fest gelagerter Schichten ist am besten an Bimsteinpulver zu studiren. Er giebt sehr enge, nahezu cylindrische Auswurfscanäle mit unbedeutenden Aufschüttungen. In dicker Schicht, die durch Andrücken mit einem glatten Carton geebnet und oberflächlich gefestigt ist, verhält er sich ganz anders. Schwacher Winddruck bleibt jetzt wirkungslos, stärkerer Winddruck veranlasst centrale Hebung und Bildung von radialen und ringförmigen Spalten. Alsdann pflegt aus einem Kreuzungspunkt mehrerer Spalten ein excentrischer Auswurf in schräger Richtung zu erfolgen. Oft lösen 3—4 kleine Auswurfsöffnungen, dicht nebeneinander, in einer Reihe gelegen, einander ab. Manchmal springt die Eruption unversehens auf die entgegengesetzte Seite über, in beträchtlicher Entfernung bricht eine Öffnung auf und gewinnt eine Weile die Alleinherrschaft (Fig. 5a u. b, e_1—e_5 fünf aufeinander folgende Auswurfsöffnungen). Währenddessen ist unvermerkt die Mitte ausgeblasen worden, hier ist in der Tiefe ein Hohlraum entstanden, welcher allmählich der Oberfläche näher rückt und hier die Tragfähigkeit vermindert. Dies giebt sich zunächst durch Erweiterung der Spalten in der Mitte des Auswurfsfeldes zu erkennen, die während der Thätigkeit der excentrischen Öffnungen lange Zeit unverändert geblieben waren, sodann durch sichtbare Auftreibung, welcher

alsbald ein centraler Durchbruch mit heftigem Auswurf folgt, nicht selten von theilweisem Einsturz begleitet (Fig. 5 c). Die Heftigkeit des Auswurfs lässt alsdann sehr bald nach; in verhältnissmässig kurzer Zeit wird das Stadium ruhigen Dampfens erreicht. Es ist nicht zu verkennen, dass der beschriebene Vorgang in vielen Einzelnheiten an die Krakatau-eruption erinnert, und noch mehr an die Entstehung des Jorullo, wobei dann beiläufig die Hebungstheorie einmal Recht behält. — Unterbricht man das Blasen zu Anfang der heftigen centralen Eruption, so kann man den weiten centralen Hohlraum sehen und mit einiger Behutsamkeit einen Durchschnitt desselben herstellen (Fig. 6 e_1 u. e_2 zwei conjugirte Auswurfs-öffnungen). Es erhellt alsdann, dass die durch v. Hochstetter nachgewiesene Aushöhlung vulcanischer Kegel ebensowohl durch Ausblasen wie durch Ausschmelzen entstehen kann, und fast möchte man vermuthen, dass ersteres häufiger der Fall ist und dass mehr als ein grosser Kessel mit steilem Bruchrand, als Rest eines grossen eingestürzten Kegels gedeutet, auf Ausblasung zurückzuführen wäre.

4. Hoher Druck macht es möglich, auch Chamotte und Sand aus grösserer Tiefe auszublasen. Diese Massen befinden sich dann in wallender Bewegung, wie eine in lebhaftem Sieden begriffene Flüssigkeit. Chamotte giebt weite Trichter, deren scharfer Rand ringförmige Risse und Abschilferungen zeigt. Die innere Böschung neigt zu Terrassenbildung. Sand giebt noch weitere Trichter und fast keine Aufschüttung. Beide Substanzen liefern, in dicker Schicht geblasen, Trichter mit flachem Boden. Nachblasen unter schwachem Druck giebt bisweilen einen engen secundären Trichter, gewöhnlich einige enge Windpfeifen in dem flachen Boden. Dieser Boden ist bei abermaligem Anlassen des Windes als G a n z e s beweglich, gleich als würde er durch eine zähe Flüssigkeit gehoben. Bei Nachlassen des Winddruckes senkt er sich langsam wiederum als Ganzes[1].

5. Um das Verhalten feinen Pulvers kennen zu lernen, wurde gesiebter Trass angewendet. In dicker Schicht wird

[1] Vergl. die Beschreibung des Bromokraters im Kraterkessel des Tengger bei Junghuhn, Java, Bd. 3, wo diese Bewegung näher beschrieben und als Hebung durch aufsteigende Lava aufgefasst wird.

er gehoben, es entstehen einzelne Risse und es werden enge Canäle ausgeblasen, die unter starkem Winddruck lange Zeit stäuben, ohne viel weiter zu werden und Aufschüttungen zu liefern. Zusatz von Seesand ändert dies Verhalten, doch ist viel Sand erforderlich, es dem der Chamotte zu nähern, und dann wird die Masse zu träge. Dies ist durch Zusatz von Bimsteinpulver zu verbessern. Ein Gemenge von 4 Vol. Seesand mit 1 Vol. Trassstaub und 1 Vol. Bimsteinpulver war nach blossem Aufschütten allzu beweglich, nach leichtem Andrücken und in dicker Schicht ausgeblasen, zeigte dies Gemenge alle Phasen der Trichterbildung: 1. radiale und ringförmige Risse; 2. centrale Hebung; 3. excentrische Öffnungen; 4. centrale Trichterbildung; 5. wiederholte Verschiebung, Entstehung von Terrassen und Ausbildung des flachen Bodens; 6. Unterhöhlung der Trichterwand; 7. beginnender Einsturz, die beiden letztgenannten Vorgänge in mehrmaliger Wiederholung. Dies Verhalten ist zum Theil durch die Leichtigkeit und den starken Zusammenhalt des Trassstaubes bedingt, derselbe macht die Trichterwand glatt und wirkt der Abschilferung entgegen. Andererseits wirken die gröberen Sand- und Bimsteinkörner wie Geschosse, und zwar am stärksten in der Nähe der Düse.

6. Auffüllen eines Trichters bis zu halber Höhe führt starke Aufschüttung des Randes herbei; dabei zeigt sich wenig Neigung zu Einsturz. Füllt man zu ganzer Höhe auf, so wölbt sich die Auffüllung, der Rand des Trichters biegt sich aus und erhält radiale Risse. Wiederholte Auffüllung führt zu Abschiebungen, die beträchtlichen Umfang erreichen können.

7. Zu den Versuchsreihen 1—4 diente eine Düse von 0,5 mm, zu 5 und 6 eine solche von 0,75 mm. Es wurde nunmehr eine Öffnung von 1 mm Durchmesser angesteckt, so dass unter gleichem Druck die Windmenge im Verhältniss 4:9:16 gestiegen ist. Mit einer solchen Öffnung zeigt das in 5 und 6 verwendete Gemenge ein verändertes Verhalten. Mit grosser Schnelligkeit wird ein Trichter ausgeworfen, der in der Tiefe in einen beinahe cylindrischen Canal ausläuft, dann folgt stossweises Auswerfen gröberen Materials, zuletzt wird, unter Ausstossung einer hohen Staubsäule, der Kratercanal leer

geblasen. Auffüllen bewirkt schnelle Erhöhung des Aufschüttungskegels und Erweiterung des Trichters, ändert übrigens nichts. Kein flacher Boden, keine centrale Aushöhlung, kein Zusammenbrechen. Offenbar stehen diese Erscheinungen untereinander und mit dem Druck und der Quantität des Windes in Zusammenhang, die Stabilität des Trichters scheint von dem richtigen Verhältniss zwischen Korngrösse und Windstärke abzuhängen, welches so bemessen sein muss, dass kein erhebliches Zurückfallen stattfinden kann.

8. Beimengung von grobem Bimsteinpulver bewirkt in der That, dass selbst mit einer Düse von 1,5 mm ähnliche Erscheinungen auftreten, wie unter 3 und 5 beschrieben sind. Noch entschiedener ist die Wirkung beigemengter flacher Schilfer von Gyps oder Bimstein. Auffallend ist die Weite und die geringe Tiefe der Kessel, die unter diesen Umständen ausgeblasen werden. Oft war der Kessel 12—15mal so weit als tief und sein Durchmesser 120—150mal grösser als der Durchmesser der Blasöffnung. Der Boden ist flach, die Wände beinahe lothrecht, die Höhe der Aufschüttung unbedeutend. Dies alles steht in engem Zusammenhang mit der Zertheilung des Windes zwischen den gröberen Brocken und Schilfern. Diese können geraume Zeit in Ruhe bleiben, indessen das feinere Material aufwärts geschoben und in dünnen Strahlen ausgeblasen wird. Das dauert so fort, bis in der Tiefe ein Rutsch oder Einsturz erfolgt, welcher dem Wind freie Bahn macht und ihm feineres Material zuführt. Es erfolgt dann heftiges Ausblasen, bei welchem auch gröbere Stücke mitgerissen und ausgeworfen werden, sofern sie nicht auf oder gegen den Rand treffen und hier abermals Abrutschen zuwege bringen. Auch die Steilheit der Trichterwand ist auf die Zertheilung des Windes, hauptsächlich auf den damit verbundenen Verlust an Geschwindigkeit zurückzuführen. Hat man mit weiter Düse einen engen Trichter ausgeblasen (Versuchsreihe 7) und setzt nun das Blasen mit kleinerer Windöffnung fort, so sieht man sogleich Sand und Bimstein in die Tiefe rollen, um mit Heftigkeit ausgeblasen zu werden. Es handelt sich hier um eine Injectorwirkung des mit gesteigerter Geschwindigkeit ausströmenden Windstrahles. Derselbe reisst eine grosse Luftmasse mit sich fort, und

dem entsprechend wird Luft längs der Trichterwand angesaugt.

Es liegt nahe, hier vulcanische Kessel von beträchtlicher Weite heranzuziehen, die hauptsächlich zerbröckeltes Sedimentärgestein (Dauner Maare) oder Staub und kleine Brocken von Bimstein ausgeworfen haben (Laacher See). In Betreff dieses Gegenstandes kann ich auf einen im Jahre 1888 erschienenen Aufsatz verweisen: Considérations sur l'origine des cratères-lacs de l'Eifel. Ann. de l'Ec. polyt. de Delft. IV. 139. 1888 (vgl. dies. Jahrb. 1893. I. -82—84-).

Zum Schluss dieses Abschnittes ist noch beizufügen, dass alle beschriebenen Kegel- und Trichterbildungen in hohem Maasse durch **Benetzung** des ausgeworfenen Materials beeinflusst werden. Bläst man in kurzen Zwischenräumen mittelst eines Zerstäubers einen feinen Sprühregen über die Auswurfkegel, so nimmt ihre Höhe und Steilheit in überraschender Weise zu. Dabei verengert sich der Trichter, zumal in der Tiefe, und kann hier sogar gänzlich verstopft werden (Fig. 7).

V. Eintreibung breiiger Massen in aufgeschüttete Kegel.

Nachdem durch Ausblasen Hohlräume mit enger Öffnung erhalten waren (s. oben unter 3), lag es nahe, durch Eintreiben von Gypsbrei massive Kerne von der Form dieser Hohlräume herzustellen. Eintreiben von dünnem Gypsbrei durch die Blasöffnung gab einige brauchbare Modelle, die meisten Versuche misslangen durch Spaltenbildung, Abschiebung und seitliches Ausfliessen. Offenbar waren die Kegel durch die Aushöhlung zu sehr und in zu ungleicher Weise geschwächt worden. Es war zu versuchen, ob die Bildung von Kernen ohne vorhergehendes Ausblasen von Hohlräumen besser von statten gehen würde. Zu diesem Zweck wurden Röhrchen von 3 mm Öffnung in die Mitte eines kleinen Tisches eingepasst, so dass sie etwa 1 mm über die Tischfläche hervorragten, und über denselben, nach Bedeckung mit einem Stückchen von geöltem dünnem Papier, ein massiver Kegel von Sand aufgeschüttet. Für die Mehrzahl der Versuche wurde dem Sand $\frac{1}{8}$ seines Volumens an Gypspulver beigemengt, um nach Durchfeuchtung der Masse am folgenden Tage Durchschnitte machen zu können; einige Male auch gröbere Brocken

und Schilfer von erhärteter Gypsmasse. Der Gyps, welcher zur Herstellung der Kerne diente, wurde mit Eisenoxyd gefärbt, die Dünnflüssigkeit und Erhärtungszeit der Masse wurde durch Zusatz von Leim abgeändert. Das Eintreiben in die Sandhaufen erfordert recht starken Druck, weit mehr als mit einem Blasbalg zu erreichen ist. Einfach und zweckmässig erwies sich die Anwendung eines mit der Injectionsmasse gefüllten Gummiballs, der mittelst eines kurzen Gummirohrs an das Spritzrohr gesteckt wird. Man kann damit den Druck nach Bedarf abändern und braucht wenig Zeit zur Ausführung eines Versuchs.

In der Regel erfolgt zunächst Ausbreitung der eingetriebenen Masse parallel der Grundfläche des Kegels; sie macht sich um so mehr geltend, je schwerer das aufgeschüttete Material und je fester dasselbe gelagert ist, endlich je dünnflüssiger die eingetriebene Masse. In leichtem, lose aufgeschüttetem, stark absorbirendem Material giebt eine dünnflüssige Injection im zweiten Stadium eine halbkugelige Knolle, im dritten, durch Auftreibung in der Richtung der geringsten Erhärtung und des kleinsten Widerstandes, einen Zapfen mit abgerundeter Spitze (Fig. 8) und schliesslich Ausfluss aus einer verhältnissmässig kleinen Öffnung an der Spitze des Kegels. Lässt man jetzt mit Drücken nach, so bildet sich durch Einsinken ein flacher Trichter, dessen Canal sich bald schliesst. Erneuter und verstärkter Druck bringt dann unter Spaltenbildung seitliche Ausbrüche zuwege. Mit weniger flüssigen Injectionsmassen und Kegeln, die durch Klopfen zum Einsinken gebracht waren, erhält man birnförmige Kerne (Fig. 9), deren spitzes Ende dem Gipfel des Kegels zugewendet ist. Es kommt hierbei auf das richtige Verhältniss zwischen den genannten Versuchsbedingungen an. Dickflüssige Injectionsmassen und schwere, festgelagerte Kegel führen zur Entstehung von Spalten, von Abschiebungen und von regellos geformten Kernen. Von besonderem Interesse ist das Verhalten von Kegeln gemengten Materials gegen Eintreibung langsam erhärtender, nicht allzu flüssiger Massen. Jeder grössere Brocken wird hier zum Hinderniss, er zwingt die eindringende breiige Masse zum Ausweichen, zumal, wenn er durch unregelmässige Form und Rauhigkeit den Zusammenhalt der umliegenden Körner

vermehrt. In der That erhält man in derartigen Kegeln fast immer unregelmässig geformte und regellos gerichtete Kerne (Fig. 10). Die eingetriebene Masse kommt bald hier, bald da zum Vorschein, selten zuerst am Gipfel, oft bilden sich mehrere Ausflussöffnungen nach einander (Fig. 11). Durch wiederholte Verminderung und Steigerung des Druckes konnten neun Ausflussöffnungen an einem Kern erzielt werden. Von Spalten im Innern des Kegels ist nichts wahrzunehmen; um derartige Erscheinungen zu erhalten, müsste man weniger bewegliche Aufschüttungen und dem entsprechend stärkeren Druck in Anwendung bringen.

VI. Eintreibung breiiger Massen in Aufschüttungen mit horizontaler Oberfläche.

Es blieb noch übrig, die Ausbreitung breiiger Massen in horizontal gelagerten Aufschüttungen zu untersuchen. Hierbei wurden zwei Fälle ins Auge gefasst: Eindringen in structurlose und Eindringen in geschichtete Aufschüttungen. Die Schichtung wurde durch wiederholtes Klopfen und Andrücken während des langsam und möglichst gleichmässig ausgeführten Aufschüttens erzielt. Da nach Analogie der Laccolithen eine sphäroidale, auch nach unten gehende Ausbreitung zu erwarten war, wurde die Öffnung des Spritzröhrchens 10 cm über der Tischplatte angebracht. Der Sand wurde in einem leichten Rahmen von 30 cm Höhe aufgeschüttet.

Der erste Versuch, mit einer lose aufgeschütteten Sandschicht von 17 cm lieferte ein ganz unerwartetes Ergebniss. Statt eines Sphäroids wurde ein cylindrischer Körper von 5 cm Höhe und 3 cm Dicke erhalten, der am oberen Ende becherförmig eingedrückt war (Fig. 12). In dieser Vertiefung und auch an der Aussenfläche des Cylinders zeigten sich quer laufende Runzeln. Nach abwärts war sehr wenig Ausbreitung erfolgt, dieselbe schien zunächst eine seitliche, und später, als der seitliche Widerstand grösser geworden war als der verticale, vorwiegend nach oben gerichtet gewesen zu sein, einen Cylinder von Sand vor sich hertreibend, der sich an der Oberfläche zu einer flachen Kuppe ausbreitete. Mit Nachlassen des Druckes erfolgte Einsinken dieser Kuppe. Dieses, und die wahrscheinlich damit in Zusammenhang stehende

becherförmige Einbuchtung des Gypskerns kann durch Wasserentziehung und durch das Zurücksinken der gehobenen Sandmasse verursacht sein. Dass der letztere Factor hauptsächlich wirksam gewesen ist, wird durch die Runzeln angedeutet. An der Aussenfläche machen sie den Eindruck von Stauchfalten; in dem Becher haben sie einen spiralen Verlauf, auf gleichzeitige Stauchung und Ausweitung deutend. Um hierüber ins Klare zu kommen, wurden Versuche mit geschichteten Sanddecken gemacht, die über einer losen Aufschüttung angebracht und wieder mit losem Sand beschüttet wurden.

Die Ausbreitung in horizontaler Richtung und nach abwärts fiel bei dieser Anordnung doppelt so gross aus, es entstanden pilzförmige Gebilde (Fig. 13) mit stark ausgeprägten Querrunzeln und radialen Rippen, auf Spaltenbildung im Sande deutend. Stets war die Oberseite des Pilzes eingedrückt, bisweilen zeigte sie spirale Faltung. Schräg aufwärts gerichtete zapfenförmige Fortsätze der Rippen (Fig. 14) liessen ein weiteres Vordringen der gepressten Masse auf der Kreuzung radialer Spalten mit dem Spalt vermuthen, welcher die gehobene Sandmasse begrenzt haben musste. Hier hatte es den Anschein, als ob die concave Form der oberen Fläche der Kerne bereits während des Aufsteigens der eingetriebenen Masse angelegt würde. Immerhin konnte Schrumpfung der Gypsmasse, durch Wasseraufnahme seitens des Sandes verursacht, an der Entstehung der Concavität mitbetheiligt sein; um hierüber zur Gewissheit zu gelangen, wurde der letzte Versuch mit einer geschmolzenen Mischung von Wachs und Harz, die mit Stärkemehl verdickt war, wiederholt. Röhren von Blei oder Glas sind hierbei, soweit man sie nicht erwärmen kann, durch Kautschuk zu ersetzen, weil die Masse sonst zu früh erstarrt. Es wurde wieder ein pilzförmiger Kern erhalten, welcher die Concavität der oberen Fläche in derselben Weise zeigte, wie die vorigen. Die Harzmasse scheint schärferes Detail zu geben als der Gyps; dies tritt besonders an den viel deutlicheren Anfängen von Apophysen hervor (Fig. 15).

Die Form von Kernen, welche durch mehrmalige Eintreibung entstehen, hängt vor allem von der Länge der Zwischenzeiten ab. War die erste Eintreibung bereits so weit erhärtet, dass die zweite nicht mehr in sie einzudringen

vermochte, so musste diese sich seitlich einen Weg suchen; auf diese Weise kommen unregelmässige Gebilde zu Stande, wie sie, aus kegelförmigen Aufschüttungen stammend, bereits besprochen sind. Ist hingegen im Innern der ersten Eintreibung ein Theil der Masse noch in dickflüssigem Zustand, so dringt die später eingetriebene Masse in diesen dickflüssigen Rest ein, ohne viel davon mitzuführen (Fig. 17). Die halb erhärtete erste Eintreibung verhält sich wie eine dehnbare Verlängerung des Spritzrohrs und die Folge davon ist, dass der zweite Zapfen weniger Stauchung erleidet als der erste, entsprechend der geringeren Dicke der noch zu hebenden Sandschicht. Dies alles lässt sich an Durchschnitten zusammengesetzter Kerne, die mit Hilfe von verschieden gefärbten Massen hergestellt wurden, verfolgen. Wenn die letzte Eintreibung bis zur Oberfläche der Aufschüttung vordrang, kann die Steilheit des zuckerhutförmigen oder rübenähnlichen Gebildes auf 70° steigen. Gewöhnlich zeigt die Aussenfläche desselben ebenso viele Absätze oder Einschnürungen, als Eintreibungen gemacht waren (Fig. 16 b), bisweilen kommen noch Stauchungsfalten hinzu (Fig. 16 a). Ellipsoidische Kerne konnten bis jetzt nicht erzielt werden. Sie sind als ein besonderes Glied in der langen Reihe anzusehen, an deren einem Ende eingedrückte Cylinder stehen, am anderen die soeben beschriebenen überaus steilen Kegel. Wahrscheinlich wird man, um sphäroidische und ellipsoidische Kerne zu erhalten, die Eintreibung langsam unter sehr dicker Aufschüttung auszuführen haben, wobei man dann freilich von der Verwendung der Gypsmasse Abstand nehmen müsste.

Abweichend ist das Ergebniss, welches man mit wiederholten Eintreibungen in geschichtete Aufschüttungen erhält. Auch hier kann die zweite Eintreibung in den zuerst gebildeten pilzförmigen Kern eindringen; sie durchbricht aber fast niemals den concaven Hut, sondern sucht sich an seinem aufgebogenen Rande ihren Ausweg, hier einen oder mehrere, schräg aufwärts gerichtete Zapfen bildend. Von horizontalen Apophysen wurden nur schwache Anfänge wahrgenommen; man würde, um dieselben weiter zu verfolgen, mit dickeren Aufschüttungen arbeiten müssen, und mit mehr als einer eingeschalteten festeren Schicht, würde dann aber auch stärke-

ren Druck (womöglich von Quecksilbersäulen) anzuwenden haben, als mir zu Gebote stand.

Wird die erste Eintreibung in lose aufgeschüttetes Material ausgeführt, unter einer festeren Schicht, die wieder mit losem Material bedeckt ist, so erfolgt, wie weiter oben gezeigt wurde, zunächst seitliche und abwärts gerichtete Ausbreitung unter der festeren Schicht, später wird aus dieser ein annähernd kreisförmiges Stück ausgesprengt und mit einer auf ihm lagernden Sandmasse aufwärts geschoben, welche die Gestalt eines umgekehrten abgestumpften Kegels hat. Hierauf deutet die ausgedehnte und sehr flache Wölbung an der Oberfläche des aufgeschütteten Sandes. In dem hierbei entstandenen konischen Spalt vollzieht sich die Aufbiegung des Randes und bei wiederholter Eintreibung die Bildung der schräg aufwärts gehenden Zapfen. Auf dem in Fig. 17 dargestellten Durchschnitt eines solchen Kernes ist die periphere und zugleich schräg nach oben gerichtete Ausbreitung der dunkler gefärbten zweiten Injection im Innern der ersten bis an den Rand des Pilzes zu verfolgen.

Es liegt nahe, von den beschriebenen Versuchsergebnissen Anwendung auf vulcanische und plutonische Gebilde zu machen, jedoch glaube ich, dass dies verfrüht sein würde, auch solchen überlassen bleiben muss, die über einen grösseren Vorrath eigener Beobachtungen verfügen können.

Noch mehr wäre zu wünschen, dass die hier beschriebenen Versuche von anderen mit besseren Hilfsmitteln und in grösserem Maassstabe wiederholt und weiter verfolgt würden.

Delft, Min. Institut des Polytechnikums, 1892.

Erklärung der Tafeln VIII und IX.

Fig. 1. Massiver Kegel von Chamottepulver, durch Aufstäuben zur Spaltenbildung gebracht. Ansicht von oben her.

„ 2. Massiver Kegel von Bimsteinpulver, durch Erschütterung zu Spaltenbildung und Abschiebung gebracht. Seitenansicht.

„ 3. Massiver Kegel von Chamottepulver, nach wiederholter Erschütterung und Glättung durch Aufstäuben. Seitenansicht des dritten Spaltensystems und des zur Kuppe abgerundeten Gipfels nach Photographie. Links beginnende Abschiebung.

Fig. 4—7. Ausblasungstrichter.

„ 4. Kannelirter Trichter in einem Gemenge von Sand, Trassstaub und Bimsteinpulver, mit flachem Auswurfskegel. Verticaler Durchschnitt.

„ 5 a, b, c. Ausblasung in festgedrücktem Bimsteinpulver. 5 a. Erstes Stadium, Hebung und Ausblasen aus den nacheinander thätigen Öffnungen e_1 bis e_5. — 5 b. Zweites Stadium, schildförmige Hebung und Erweiterung der radialen Spalten. — 5 c. Einsturz im Centrum und Trichterbildung.

„ 6. Verticaler Durchschnitt von 5 c, den flaschenförmigen Hohlraum und zwei Auswurfscanäle zeigend.

„ 7. Steiler Kegel, mit jeweiliger Befeuchtung und Abwechselung von weissem und gefärbtem Gemenge von Sand und Gyps erblasen.

„ 8—11. Steinkerne, durch Eintreiben von Gypsbrei in Kegel von Sand und Gyps hervorgebracht.

„ 8. Verticaler Zapfen von Gyps in einem Kegel von Sand und Gyps.

„ 9. Birnförmiger, z. Th. hohler Kern derselben Art, durch intermittirende Eintreibung hervorgebracht.

„ 10. Schräg liegender kolbiger Zapfen, in einem Gemenge von Sand, Gyps und Gypsschilfern.

„ 11. Verästelter Kern, in ähnlichem Gemenge, bei intermittirender Eintreibung.

„ 12—17. Steinkerne, unter horizontaler Oberfläche erhalten. Nach Photographieen.

„ 12. Becherförmiger Zapfen; 1malige Eintreibung von Gypsbrei in losen Sand.

„ 13. Übergang zur Pilzform; 1malige Eintreibung in geschichteten Sand.

„ 14. Pilz mit schrägen Fortsätzen; 2malige Eintreibung in geschichteten Sand.

„ 15. Pilz von Harzmasse; 2malige Eintreibung verschieden gefärbter geschmolzener Masse in geschichteten Sand.

„ 16 a, b. Zuckerhutförmige und rübenförmige zusammengesetzte Kerne von Gyps; 3malige Eintreibung in losen Sand.

„ 17. Verticaler Durchschnitt durch 15.

Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld in der südafrikanischen Republik.

Von

G. A. F. Molengraaff in Amsterdam.

Mit Taf. X.

Einleitung.

Veranlassung zu diesem Aufsatz gaben mir die geologischen Beobachtungen, welche ich während einer Reise vom 14. August bis 3. November 1890 in Südafrika machte. Die ersten und letzten Tage meiner Reise in Südafrika wurden theilweise in der geologisch hoch interessanten Umgebung von Capstadt, theilweise bei den Diamantgruben von Kimberley zugebracht. Am 28. August wurde die Reise von Kimberley nach Klerksdorp angetreten und am 25. October die Rückreise aus der südafrikanischen Republik von letztgenanntem Orte wieder nach Kimberley unternommen. Im Ganzen standen mir also in der südafrikanischen Republik noch nicht ganz zwei Monate zur Verfügung und ein Theil dieser Zeit wurde obendrein für eine mir anvertraute specielle Untersuchung einiger goldhaltigen Grundbesitze gebraucht.

Dass es mir trotz der kurzen Zeit möglich war, einen verhältnissmässig grossen Theil des westlichen und mittleren Transvaals aus eigener Anschauung kennen zu lernen und mir ein Urtheil über den geologischen Bau des bereisten Gebietes zu bilden, danke ich in erster Linie meinem Freunde D. Draper, zur Zeit Bergingenieur in Klerksdorp, welcher

mich bei den grösseren Excursionen nach Vredefort, Driekop und Zeerust begleitete. Bereits viele Jahre hatte er seine volle Aufmerksamkeit der Bodenbeschaffenheit in Südafrika zugewendet und seine grosse Kenntniss von Land und Leuten war mir von ganz hervorragender Bedeutung. Auch die spärliche Vegetation, das herrliche, trockene Klima, die ungemein durchsichtige Atmosphäre und der in grossen Zügen einfache geologische Bau waren Umstände, welche die Arbeit im Felde in hohem Maasse begünstigten. Dem stehen aber auch ungünstige Bedingungen gegenüber, unter welchen die Spärlichkeit von natürlichen und künstlichen Bodeneinschnitten und die tiefgehende Bedeckung von allen Bodenvertiefungen mit jugendlichen, namentlich aeolischen Ablagerungen, welche eine fast nicht zu umgehende Quelle für stratigraphische Irrthümer und falsche Deutungen liefert.

Die geologischen Beobachtungen in der südafrikanischen Republik wurden von mir in dieser Reihenfolge gemacht. Als Standquartier wurde Klerksdorp gewählt und zuerst wurde die nächste Umgebung dieser Ortschaft, namentlich die sich in der Nähe befindenden Goldfelder untersucht. Am 12. September reiste ich von Klerksdorp ab über den Vaalfluss in der Richtung von Kronstad nach Driekop und von dort in nördlicher Richtung über Rhenosterkop nach Reitzburg. Am 18. September betrat ich bei Schoemansdrift wieder das rechte Vaalufer und damit das Gebiet der südafrikanischen Republik. Von dort setzte ich die Reise über Potchefstroom und Johannesburg nach Pretoria fort, ohne mich unterwegs lange aufzuhalten. Auf die Untersuchung der Umgegend von Pretoria konnte ich zehn Tage verwenden, nämlich vom 21. September bis 1. October. Am 2. October langte ich in dem Centrum des südafrikanischen Goldbergbaues, der Stadt Johannesburg, an, wo ich vier Tage blieb. Ausserhalb der Goldgruben wurde namentlich der eigentliche Witwatersrand nördlich von der Stadt besucht. Am 4. October wurde ein Ausflug nach den Kohlengruben in der Nähe von Boksburg gemacht. Am Mittwoch den 8. October war ich von Klerksdorp zurückgekehrt. Zwei Tage später reiste ich wieder ab quer über den westlichen Theil des Hoogevelds bis Lichtenburg entlang nach Malmani. Von Malmani wandte ich mich nach Nordosten, nach Zeerust.

um von dort längs eines mehr östlich gelegenen Weges wieder nach Lichtenburg und Klerksdorp zurückzukehren, wo ich am 16. October wieder eintraf. Auf der letzten Strecke wurden meine Beobachtungen durch heftiges Unwetter beeinträchtigt. Die nächsten Tage verbrachte ich in dem sehr verwickelt gebauten Gebiet südwestlich von Klerksdorp, wo das Liegende der Cap-Formation, Granit und Sericitschiefer, zu Tage treten. Da das Gebiet in der Umgegend von Reitzburg sich als besonders interessant erwiesen hatte, unternahm ich am 20. October eine zweite Excursion dahin. Der Vaalfluss wurde wieder im Klerksdorpdrift überschritten, aber jetzt ein Weg nicht weit vom linken Ufer entfernt nach Reitzburg verfolgt. Nachdem das Granitgebiet von Vredefort besucht war, wurde die Rückreise über den Wetsdrift und am rechten Vaalufer entlang nach Klerksdorp angetreten. Am 25. October reiste ich nach Kimberley ab und verliess das Gebiet der südafrikanischen Republik.

I. Allgemeine geologische und petrographische Bemerkungen.

Bei einer Skizze des geologischen Baues des hier in Rede stehenden Theiles der südafrikanischen Republik wird am Besten das durch seine bedeutende Goldproduction berühmt gewordene Witwatersrandbecken als Ausgangspunkt gewählt. Schenck [1] war der erste, welcher in diesem Becken, und zwar in dem Theil Suikerboschrand-Heidelberg-Witwatersrand eine grosse Mulde kennen lernte, an welcher sich gegen Norden ein grosser geöffneter Sattel Witwatersrand-Magaliesberg anschliesst. Der gegen Süden sich an diese Mulde anschliessende Sattel war Schenck, welcher ausschliesslich den östlichen Theil des Witwatersrandbeckens bereiste, nicht bekannt. Untersuchungen im Klerksdorp-District und in den Vaalfluss-Goldfeldern (auch Potchefstroom-Goldfelder genannt) unweit Vredefort lehrten mich, dass die Witwatersrandmulde [2], so weit

[1] A. Schenck, Über das Vorkommen des Goldes in Transvaal. Zeitschrift der deutschen geol. Ges. XLI. p. 573. 1889. (α)

[2] Dass diese Witwatersrandmulde wahrscheinlich weniger durch Faltung, wie Schenck meint, als durch Verwerfung entstanden ist, und also besser eine Grabenversenkung zu nennen sei, darauf wird später an mehreren Stellen hingewiesen werden.

sie zu Tage tritt, einen bogenförmigen Verlauf besitzt und sich in der Gegend östlich von Heidelberg bis südlich von Klerksdorp ausdehnt. Sowohl an der Aussen- als an der Innenseite dieser gebogenen Mulde schliesst sich ein geöffneter Sattel an. Der äussere Sattel bricht aber gegen Westen und wahrscheinlich auch gegen Norden an einem grossen, vielleicht zusammenhängenden Längsbruch ab, längs welchem der äussere Flügel abgesunken ist. Rings um den inneren Sattel, in welchem das Granitmassiv von Vredefort zu Tage tritt, hat bedeutende Schichtenstörung stattgefunden. Für das System von Schichten, welche die Witwatersrandmulde ausfüllen, habe ich[1] früher den Namen Hoogeveld-Formation vorgeschlagen, indem die ganze westliche Hälfte des Hoogevelds in der südafrikanischen Republik von diesen Schichten eingenommen wird. Unter Hoogeveld hat man den ganzen hoch gelegenen südlichen Theil der südafrikanischen Republik zu verstehen, welcher gegen Norden durch den Steilabfall des Witwatersrandes und den jener vorgelagerten Hügelreihen, deren am schärfsten markirter und am meisten bekannter Magaliesberg genannt wird, von dem niedriger gelegenen, parkartig bewaldeten Boschveld getrennt wird. Die östliche Grenze wird durch die nördlichen Fortsetzungen der Drakensberge geliefert, von welchen das Hochland in mehreren Stufen steil nach den Streifen niedrigen Küstenlandes abfällt. Im Süden wird das Hoogeveld durch den Vaalfluss von der Hochebene des Oranje-Freistaats getrennt. Deutlich wird die Hochebene des Hoogevelds von der reich gegliederten Witwatersrandmulde in eine westliche und eine östliche Hälfte getheilt. In dem westlichen Theil ist Dolomit das herrschende Gestein und dieser Theil wird von Mauch[2] speciell Hohe Feld genannt. Von Penning[3] wurde dagegen der östliche Theil, wo die kohlenführenden Schichten den Boden bilden, High Veldt

[1] G. A. F. Molengraaff, De geologische gesteldheid van den goudvelden op het Hoogeveld in de Transvaal. Hand. van het 3. Natuur- en Geneesk.-Congres te Utrecht 1891. p. 340.

[2] C. Mauch, Reisen in Südafrika. Ergänzungsheft No. 37 zu Peterm. Mitth. 1874. p. 17.

[3] W. H. Penning, A Sketch of the High-level Coal-fields of South-Africa. Quart. Journ. Geol. Soc. XL. p. 660. 1884. (a)

genannt und er belegt dementsprechend die kohlenführende Formation mit dem Namen High-veldt-coalformation oder Hoogeveld-Formation. Um die Confusion, welche in der Nomenclatur der südafrikanischen Formationen herrscht, nicht zu vermehren, will ich den von mir vorgeschlagenen Namen Hoogeveld-Formation für die in der Witwatersrandmulde herrschenden Schichten fallen lassen. Es kommen dann für dieses Schichtensystem namentlich folgende Namen in Betracht: Cap-Formation von SCHENCK[1], Lijdenburg-beds von DUNN[2] und Magaliesberg-Formation von PENNING[3]. Die beiden ersten Namen sind nicht unbedingt zu empfehlen, weil die Gleichalterigkeit der in Rede stehenden Schichten weder mit dem Tafelbergsandstein, noch mit den unweit Lijdenburg anstehenden Schiefern und Sandsteinen, obwohl wahrscheinlich, als sicher erwiesen zu betrachten ist. PENNING's Name Magaliesberg-Formation scheint mir nicht glücklich gewählt, indem es mindestens als zweifelhaft zu bezeichnen ist, ob die Magaliesberg-Quarzite überhaupt zu dem System von Schichten gehören, welche innerhalb der Witwatersrandmulde herrschen. Um aber nicht wieder neue Namen einführen zu müssen, werde ich von den drei genannten Namen schlechthin denjenigen adoptiren, dem die Priorität gebührt, nämlich den von SCHENCK aufgestellten Namen Cap-Formation. Als älteste Bildung kommen in den obengenannten geöffneten Sätteln krystallinischer Schiefer und Granit, welch letzterer vielleicht zum Theil jünger ist, in stark gestörter Lage zum Vorschein. Darauf liegen ebenfalls aufgerichtete Thonschiefer, welche oft contactmetamorph verändert sind, mit eingelagerten Sandsteinen, Quarziten und Lagergängen von spärlich goldführendem Quarz. Es ist nicht wahrscheinlich, dass diese Schichten mit den krystallinen Schiefern in ein System gehören und nahezu gewiss werden sie von den Schichten der Cap-Formation discordant überlagert. Ich betrachte diese Schiefer deshalb als jünger als

---

[1] A. SCHENCK, l. c. (α) p. 579 und Geologische Skizze von Südafrika. PETERM. Mitth. XXXIV. p. 227. 1888. (β)

[2] E. J. DUNN, Geological Sketch Map of South-Africa. Melbourne 1887.

[3] W. H. PENNING, A Contribution to the Geology of the Southern Transvaal. Quart. Journ. Geol. Soc. XLVII. p. 452. 1891. (β)

die krystallinen Schiefer und älter als die Schichten der Cap-Formation. Ich schlage für die betreffenden Schichten den Namen alte Schieferformation vor, indem sie von GIBSON[1] schon unter dem Namen „lower quartzite and shale group" von den darüber liegenden Schichten der Cap-Formation abgetrennt worden sind.

Die Cap-Formation zerfällt in zwei scharf unterschiedene Abtheilungen: eine untere, die namentlich aus Sandsteinen, Conglomeraten und Schiefern besteht, in welchem Schichtensystem eine mächtige Mandelsteindecke eingelagert vorkommt, und eine obere, in welcher ein mit Hornsteinschichten wechsellagernder Dolomit, der Malmanidolomit, das Hauptgestein darstellt, welcher muthmaasslich wieder von einem System von Schiefern und Sandsteinen überlagert wird.

Treten die Schichten innerhalb der Witwatersrandmulde von aussen nach innen in regelmässiger Folge zu Tage, so ist die Sachlage anders jenseits des äusseren Sattels, also westlich und nördlich von der Witwatersrandmulde. Hier hat eine grosse Längsverwerfung und Senkung der Aussenflügel den Malmanidolomit mit dem im Sattel anstehenden Granit in gleiches Niveau gebracht. Übrigens scheinen auch, sowohl nach Westen als nach Norden, die Schichten der unteren Abtheilung der Cap-Formation sich rasch auszukeilen, indem z. B. im Maricodistrict und auch südlich und südwestlich von Pretoria der Malmanidolomit discordant die alte Schieferformation überlagert.

Auf der Cap-Formation ruhen discordant und horizontal die kohlenführenden Schichten, PENNING's Hoogeveld-Formation. Sie sind abgelagert nach der Bildung und auch nach der hauptsächlichsten Denudation der Witwatersrandmulde und ihrer Umgebung, was daraus hervorgeht, dass zu dieser Formation gehörige Sandsteine in schwebender Lage in dem geöffneten Sattel unweit Vredefort unmittelbar auf Granit liegen.

Sämmtliche Formationen werden von zahlreichen Eruptivgesteinen, grösstentheils der Familie der Diabase angehörend,

[1] W. GIBSON: The Geology of the Gold-bearing and associated Rocks of the Southern Transvaal. Quart. Journ. Geol. Soc. XLVIII. p. 420. 1892.

durchsetzt; diese werden in den folgenden Abschnitten Erwähnung finden.

Bestimmbare Petrefacten sind bis jetzt ausschliesslich in der kohlenführenden Formation gefunden worden. Diese Thatsache macht es zugleich mit der petrographischen Einförmigkeit der meisten Ablagerungen recht schwierig, die Reihenfolge der Formationen mit Sicherheit zu bestimmen und an verschiedenen Localitäten Schichten von gleichem Alter als solche zu erkennen. Bedenkt man dazu, dass unsere stratigraphische Kenntniss in der südafrikanischen Republik noch ungemein lückenhaft ist, so kann es nicht Wunder nehmen, dass die Meinungen über die Altersfolge der verschiedenen Ablagerungen bis jetzt noch ziemlich wenig übereinstimmen. Die beistehende Tabelle hat den Zweck, die von mir angenommene Eintheilung mit den von einigen anderen Autoren gegebenen Eintheilungen zu vergleichen.

In dem von mir bereisten Theil kann ich über die Ausdehnung, sowie den stratigraphischen und petrographischen Charakter der obengenannten Formationen Folgendes berichten.

A. Granit und krystallinische Schiefer, Cohen's[1] Grundgebirge.

Diese älteste Formation tritt im Witwatersrandgebiet nur an wenigen Stellen und zwar immer an der Aussenseite des Witwatersrandbeckens zu Tage. Es werden diese Gebiete als geöffnete und stark denudirte Sättel aufgefasst. Wie oben p. 177 schon erwähnt ist, sind nördlich und westlich von dem äusseren Sattel die angrenzenden Schichten in ein tieferes Niveau verworfen. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass auch an der inneren, der Witwatersrandmulde zugewendeten Seite des Granits Senkungen stattgefunden haben. In diesem Fall wären die Granitgebiete als Sattelhorste aufzufassen und das Witwatersrandbecken wäre als eine Grabenversenkung zu betrachten zwischen den Granitmassiven von Halfway-house und Hartebeestfontein an der einen Seite und dem Granitmassiv von Vredefort an der anderen Seite. In

[1] P. H. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Südafrika. Dieses Jahrbuch. Beil.-Bd. VII. p. 90. 1890.

Reihenfolge der in der südafrikanischen Republik auftretenden Formationen.

Das Zeichen ~~~~ bedeutet nicht lückenlose oder discordante Aufeinanderlagerung der Schichtensysteme, zwischen welche es gestellt ist.

Nach Schenck.	Nach Penning.	Nach Gibson.	Nach dem Autor.
Stormberg-schichten (Triassisch)	High Veldt-beds (Oolitic)	Coal-bearing Rocks	Kohlenführende Formation = Stormbergschichten (Schenck) = High Veldt-beds (Penning) = Coal-bearing Rocks (Gibson)
~~	~~~~	~~~~	~~~~
Cap-Formation (Devonisch)	Magaliesbergformation: Klipriver-beds — Chalcedolite — Black-Reef Series (Klipriver Series, Devonian) — Dolerite Series — Witwatersrand-beds	Quartzite and Conglomerate Series ~~~~ Lower Quartzite and Shale Group	Cap-Formation = Schenck's Cap-Formation (grösster Theil) = Penning's Magaliesberg-Formation (grösster Theil) = Gibson's Quartzite and Conglomerate Series Obere Cap-Formation: Gatsrandschichten = Penning's Klipriver Series (part) Malmanidolomit = Penning's Chalcedolite ~~~~ ? Untere Cap-Formation: Boschrandschichten = (Penning) Black-Reef Series Diabas und Mandelstein = Dolerite Series Witwatersrandschichten = Witwatersrand-beds
~~	~~~~	~~~~	~~~~
Sevasi-schichten (Silurisch)	Cape Valley-beds (nicht im südlichen u. südwestlichen Transvaal angegeben) (Silurisch)	Gneiss-schist and Granite	Alte Schieferformation = Schenck's Sevasischichten (part) and Cap-Formation (part) = Penning's Witwatersrand-beds (part) and Klipriver Series (part) = Gibson's Lower Quartzite and Shale Group ~~~~ Granit und krystallinische Schiefer = Cohen's Grundgebirge = Schenck's Sevasischichten (part)

Anbetracht des Umstandes, dass dieses Verhältniss, obwohl sehr wahrscheinlich, jedoch bis jetzt noch nicht erwiesen ist, werde ich den neutralen Namen „Mulde“, welcher keine Voraussetzungen über die Art der Entstehung macht, vorläufig für die Witwatersrand-Grabenversenkung beibehalten. Dementsprechend werden die umgebenden Granitmassive von mir Sättel genannt.

Das nördlich von Pretoria gelegene, von Schenck[1] als ein Senkungsgebiet aufgefasste Granitgebiet im Boschveld besuchte ich nicht persönlich; doch scheint es mir, dass jenes Gebiet eher ein Horst- als ein Senkungsgebiet darstellt.

In drei Gegenden ist das Gebiet der ältesten Formation von mir betreten worden, nämlich zwischen Johannesburg und Pretoria, in der Nähe von Rietkuil und in der Umgegend von Vredefort. Das erste Gebiet, in welchem die phantastischen Felsblockanhäufungen in der unmittelbaren Nähe von Halfwayhouse, ein „outspan“ halbwegs zwischen Johannesburg und Pretoria, jedem Coach-Reisenden bekannt sein werden, wurde bereits von Schenck erwähnt, obwohl er auf seiner Karte diesem Granit einen zu geringen Platz einräumte. Auch Penning erkennt diesen Granit, während Gibson das Gestein dieses Massivs unrichtigerweise als „Gneiss-schist“ kartirt. Thatsächlich hat das Granitgebiet nördlich von Johannesburg eine recht bedeutende Ausbreitung. Die Breite in NS.-Richtung beträgt ungefähr 30 km, die Ausdehnung nach Osten und Westen ist noch nicht bekannt. Im Osten wird nach Penning das Granitgebiet nicht sehr weit von Johannesburg von einer Verwerfung abgebrochen.

Das zweite Granitgebiet wurde von mir in beträchtlicher Ausdehnung an der Aussenseite der Witwatersrandmulde unweit Rietkuil beobachtet. Bis jetzt war von diesem Gebiet nichts bekannt, was seine Ursache darin haben mag, dass der Granit hier noch weniger als nördlich von Johannesburg in der Landschaft hervortritt und thatsächlich nur in den tiefsten Bodeneinschnitten freigelegt ist.

Überall, wo man sich von der Witwatersrandmulde der Grenze des Granits nähert, sieht man, sobald man den letzten

---

[1] A. Schenck l. c. (β) p. 228.

scharfen Hügelkamm von Quarzit aus der alten Schieferformation bewältigt hat, sich durch einen steilen Absturz von einer tiefer gelegenen flachen oder sanft ansteigenden Ebene getrennt, in welcher der Granit ansteht. Die Oberfläche des Granits ist gewöhnlich stark verwittert und mit Sand bedeckt, aus welchem nur hier und da Blöcke festeren Gesteins hervortreten. Der Granit, obwohl einen denudirten Sattel bildend, liegt in der Landschaft tiefer als die ringsum anstehenden Schichten der Cap-Formation. Diese Configuration wird wohl entstanden sein, als sämmtliche den Granit bedeckenden Schichten im Sattel abgetragen waren, indem von jenem Augenblick an die Abtragung des Granits rascher stattgefunden haben muss, als diejenige der in den Muldenschenkeln anstehenden Quarzite der Cap-Formation. In Gegenden, in welchen, wie in Transvaal, Perioden mit heiterem Himmel weitaus über kürzere Perioden mit heftigen Regengüssen vorherrschen, wird die mechanische Lockerung der Gesteine und ihre Abtragung durch Wind einen viel energischeren Einfluss ausüben, als die chemische Zersetzung und die Erosion. Granit mit seinen verschieden gefärbten Bestandtheilen wird durch den schnellen Temperaturwechsel, verursacht durch starke Ausstrahlung des Nachts nach intensiver Sonnenbestrahlung am Tage, schnell gelockert werden und zu einem Granitsand auseinanderfallen, während gleichmässig körnige Schiefer und namentlich weisse Quarzite gegen raschen Temperaturwechsel viel widerstandsfähiger sind. Es wird also der Granit durch Temperaturwechsel viel schneller gelockert als die einheitlich gefärbten Gesteine; auch dem Winde gegenüber, dem kräftigsten denudirenden Agens in Südafrika, zeigt sich der Granit weniger resistent als Quarzit, Sandstein oder Schiefer. Diese, namentlich der Quarzit, werden, sobald sie freigelegt sind, vom Winde glatt geschliffen und erlangen eine wie Email glänzende Oberfläche, welche den schleifenden, vom Winde bewegten Sandkörnern nirgends einen guten Angriffspunkt bietet; jener wird im grossen Ganzen wohl stark abgerundet, behält aber durch die verschiedene Härte der ihn zusammensetzenden Mineralien eine rauhe Oberfläche, wodurch die Abtragung durch Windschliff stark gefördert wird. Dass thatsächlich der Wind eine grosse Rolle spielt, davon über-

zeugten mich einige Staubstürme, welche ich am 28. August und am 8. October bei Klerksdorp, am 7. October bei Potchefstroom, sowie am 4. October unweit Boksburg erlebte. Während am Anfang und weniger auch am Ende des Phänomens, also am Rande und namentlich an der Spitze der Staubwolken, feinerer Staub herrscht, ist in der Mitte auch viel gröberer Sand mit dem Staub gemischt, welcher die Haut empfindlich peitscht.

Ob der Granit von Hartebeestfontein mit demjenigen von Halfway-house in unmittelbarem Zusammenhang steht, oder ob beide gesonderte Massive bilden, ist noch nicht festgestellt. Petrographisch ist die Übereinstimmung zwischen den in diesen beiden Theilen des Granitgebirges anstehenden Gesteinen schlagend. Die Hauptmasse dieser Massive wird gebildet von Mikroklin-Granit und Tonalit, an welchen sich an mehreren Stellen in stark gestörter Lage krystallinische Schiefer anlehnen.

Von dem Mikroklin-Granit gelangten aus dem Hartebeestmassiv drei Handstücke zur Untersuchung, welche von mir in dem tiefen Einschnitt des Hartebeestspruit[1] zwischen Rietkuil und Hartebeestfontein, auf Rhenosterkreek und auf Oorbietjesfontein, zwei südwestlich von Rietkuil gelegene „plaatsen"[2], von dem anstehenden Gestein geschlagen wurden. Makroskopisch erscheint das Gestein hellfarbig bis röthlich, mittel- bis feinkörnig. Der gestreifte Charakter der Feldspäthe ist oft mit der Lupe wahrnehmbar. Mikroskopisch erwies sich das Gestein ziemlich frisch. Der Habitus ist typisch granitisch mit rein hypidiomorpher Structur. Die wesentlichen primären Gemengtheile sind Mikroklin, Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Muscovit, nebst etwas Erz, Biotit, Rutil, Zirkon und Turmalin. Secundär spielen namentlich Chlorit und Muscovit eine Rolle. Feldspath und Quarz herrschen gegenüber den übrigen Gemengtheilen vor, so dass bei ihrer Krystallisation der schon vorher ausgeschiedene Glimmer und die spärlichen Erzkörner an einigen wenigen Stellen zusammengedrängt oder auch eingeschlossen wurden. Erz ist

[1] spruit = Bach, kleiner Fluss.
[2] plaats = Bauernhof, Farm.

sehr spärlich vorhanden: einige Magnetitkörnchen und da und dort etwas Brauneisenerz, das aus Eisenglanz entstanden sein mag. Der Glimmer ist fast ausschliesslich durch Muscovit vertreten, welcher ganz frisch, durchsichtig und ohne eine Spur von Pleochroismus ist. Theilweise ist der Muscovit regelmässig verwachsen mit deutlich pleochroitischem Chlorit. Obwohl die Grenzen zwischen dem frischen Muscovit und dem Chlorit überall scharf sind, giebt die regelmässige Verwachsung von Muscovit und Chlorit oft den Schein, als ob dieser aus jenem entstanden wäre; trotzdem glaube ich, dass hier ursprünglich eine regelmässige Verwachsung mit parallel gestellten Spaltungsflächen von Muscovit und Biotit vorlag, welch letzteres Mineral ganz in Chlorit umgewandelt worden ist. Dieser secundäre Chlorit ist reich an stark pleochroitischen Höfen. Ausserhalb der Höfe gehen die Farben für die in den zwei Hauptrichtungen schwingenden Strahlen von grünlichgrau bis helllauchgrün, in den Höfen von grünlichgrau bis dunkellauchgrün. An vielen Stellen wurde beobachtet, dass die Einschlüsse, um welche die Höfe auftreten, aus Zirkon[1] oder auch aus Titanit bestehen. In Feldspath oder Quarz kommt eingeschlossener Muscovit reichlich vor. Frischer Biotit wird in geringer Menge in Feldspath oder Quarz eingeschlossen gefunden. Der Feldspath besteht vorwiegend aus Mikroklin, welcher überhaupt die Hauptmasse des Gesteins bildet. Mit Ausnahme des Quarzes ist Mikroklin das zuletzt ausgeschiedene Mineral, indem nicht selten wohl begrenzte Orthoklaskrystalle, meist Karlsbader Zwillinge, und auch Plagioklase von Mikroklin umschlossen sind. Der Mikroklin ist frisch; anfängliche Zersetzung lässt durch das Auftreten an durch Körnchen getrübten Stellen mehr oder weniger den Zwillingsnähten entlang die charakteristische Gitterstructur bereits ohne polarisirtes Licht hervortreten. Orthoklas und Plagioklas sind dagegen trübe und theilweise unter Bildung von secundären Muscovitblättchen zersetzt. Oft sind die Plagioklaskrystalle deformirt, wobei die Zwillingsstreifen (nach dem Albitgesetz) wiederholt gebogen, geknickt oder verschoben

[1] A. Michel-Lévy und A. Lacroix, Les minéraux des roches. p. 121. 1888.

sind, oder auch einen wellenförmigen Verlauf erhalten haben. Im Quarz kommen ausser zahlreichen in Schlieren geordneten Flüssigkeitseinschlüssen auch Einschlüsse von sämmtlichen oben aufgezählten Mineralien vor. Namentlich nicht selten sind in Quarz kleine Säulen von Zirkon und von Turmalin; stellenweise strotzen diese Quarzkrystalle von sehr feinen langen Nadeln eines nicht mit Sicherheit bestimmbaren Minerals, welches vielleicht Rutil ist. Undulöse Auslöschung ist für den Quarz in diesem Granit Regel. Diese Erscheinung, zusammen mit dem oben genannten zerdrückten Charakter der Plagioklase, macht wahrscheinlich, dass das Gestein starkem Gebirgsdruck ausgesetzt gewesen ist, mit welcher Auffassung das geologische Vorkommen in Einklang zu bringen ist. Dieses Gestein könnte also der Hypothese von Rinne[1] eine Stütze verleihen, nach welcher die Mikroklinstructur des Feldspathes in Gesteinen als die Folge von Druckwirkungen zu betrachten sei. Jedoch ist in diesem Fall gegen diese Deutung Verschiedenes einzuwenden. In unserem Gestein ist der Mikroklin der jüngste der ausgeschiedenen Feldspäthe; er ist weniger zersetzt als die übrigen Feldspäthe und überhaupt als ein selbständiges Mineral zu betrachten. Wäre die Mikroklinstructur hier nachträglich durch Gebirgsdruck entstanden, so ist es doch kaum zu erklären, weshalb Orthoklas und Plagioklas, auch wo sie in Mikroklin eingeschlossen sind, keine Spur von Zwillingsstreifung nach dem Periklingesetz zeigen. Auch liegen aus demselben Gebiet, wo der Mikroklingranit vorkommt, andere granitische Gesteine vor, welche Druckerscheinungen zeigen und trotzdem keinen Mikroklin führen.

Der Mikroklingranit, welcher in dem Granitgebiet nördlich von Johannesburg ansteht und von mir in der Nähe von Halfway-house geschlagen wurde, kommt in Structur und mineralogischer Zusammensetzung genau mit dem oben beschriebenen überein. Recht auffallend ist in diesem Gestein der Gegensatz zwischen dem recht frischen Mikroklin und und dem bis zur Unkenntlichkeit zersetzten Plagioklas und Orthoklas, welche unter Bildung von reichlichem secundären Muscovit und spärlichem Epidot in Kaolin umgewandelt sind.

---

[1] F. Rinne, Über Mikroklinstructur. Dies. Jahrb. 1890. II. p. 66.

In diesem Granitgebiet steht südlicher, und zwar unmittelbar nördlich von dem Steilabsturz des Witwatersrand unweit Johannesburg, ein Plagioklaspegmatit oder Tonalitpegmatit an. In diesem prachtvollen Gestein beträgt die Auslöschungsschiefe des Plagioklases auf 0P nur 3° 45′ bis 4°, weshalb das Gestein Oligoklaspegmatit zu nennen wäre. Das Gestein wurde von Dr. A. Schenck im Jahre 1886 gesammelt und dieser Forscher hatte die Güte, mir ein Stück zu schenken. Etwa 25 km südwestlich von Pretoria wurde von mir ein mittelkörniger Plagioklasgranit oder Tonalit anstehend gefunden. Die wesentlichen Bestandtheile dieses eugranitisch struirten Gesteines sind Plagioklas, Quarz, Glimmer, sehr untergeordnet auch Orthoklas. Der Glimmer, ursprünglich Biotit, ist, wie aus dem optischen Verhalten hervorgeht, nahezu vollständig in Chlorit umgewandelt worden; trotzdem sind an kleinen Titaniteinschlüssen pleochroitische Höfe vorhanden. Ausserdem kommen als primärer Bestandtheil frische Muscovitblätter, namentlich in Feldspath eingeschlossen, vor. Somit hat man es hier mit einem zweiglimmerigen Tonalit zu thun. Der Plagioklas ist an vielen Stellen zerdrückt, was sich durch die Fältelung, Zerquetschung und Verwerfung der Zwillingslamellen kund giebt. Die Zersetzung ist unter Bildung von secundärem Muscovit und Epidot weit fortgeschritten. Der Quarz ist reich an grossen Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglichen Libellen. Er besitzt undulöse Auslöschung. Hervorzuheben ist, dass dieses Gestein, obwohl es in ausgeprägter Weise die Merkmale eines dem Gebirgsdruck ausgesetzten Gesteins besitzt, keinen Mikroklin führt. Unter den primären accessorischen Gemengtheilen verdienen Titanit, Zirkon und Turmalin Beachtung. Zirkon findet sich in scharf begrenzten Säulchen in Quarz, Turmalin in Feldspath eingeschlossen. Die Turmalinsäulchen, welche bis 0,35 mm lang sind, zeigen kräftigen Pleochroismus und sind für Strahlen, welche parallel der Hauptaxe schwingen, grauweiss, für senkrecht dazu schwingende Strahlen dunkelblau. Erze scheinen zu fehlen.

Als stockförmig auftretendes Gestein, Tiefengestein, wurde von Cohen[1] in diesem Massiv Biotitgranit und Amphibolgranit

---

[1] Vergl. P. H. Dahms l. c. p. 119.

gesammelt bei Mullers plaats und bei Rietfontein, zwischen Jokeskey-Fluss und Mullers plaats, nach meiner Schätzung etwa 35 km südwestlich von Pretoria. Nach der mikroskopischen Untersuchung von Dahms sind diese Granite reich an Plagioklas, obwohl bei Weitem nicht so reich als der oben genannte Tonalit.

Nach meinen Untersuchungen herrscht im südlichen Transvaal unter den stockförmig auftretenden granitischen Gesteinen Mikroklingranit entschieden vor, darauf folgt Plagioklasgranit oder Tonalit, während der eigentliche Orthoklasgranit eine untergeordnete Rolle spielt. Je mehr sich unsere Kenntniss des geologischen Baues der aussereuropäischen Länder ausbreitet, desto mehr Beispiele werden bekannt, welche dem Orthoklasgranit die Alleinherrschaft als granitisches Tiefengestein nehmen. Man kann sich diesen an Zahl schnell wachsenden Thatsachen gegenüber des Eindruckes nicht erwehren, dass Mikroklingranit nicht eine Unterart des Orthoklasgranits, dass Plagioklasgranit oder Tonalit nicht einen Hornblende-armen oder Hornblende-freien Quarzglimmerdiorit darstellt, und dass die in Deutschland übliche Systematik sich zu viel den europäischen Verhältnissen angepasst hat. Entschieden wäre es besser, in der Familie der Granite drei gleichwerthige Untergruppen oder Typen zu unterscheiden: Orthoklasgranit, Plagioklasgranit oder Tonalit und Mikroklingranit, zwischen welchen wieder die mannigfachsten Übergänge bestehen. In jeder dieser Gruppen könnten wieder Unterarten unterschieden werden, je nachdem unter den übrigen Gemengtheilen Biotit, Muscovit, zwei Glimmerarten, Amphibol, Pyroxen u. s. w. vorherrschen, in derselben Weise, wie das jetzt bei der speciellen Beschreibung der Orthoklasgranite üblich ist. Ein ähnlicher Vorschlag wurde früher bereits von Wichmann[1] gemacht, jedoch hat sich diese Eintheilung bis jetzt nicht in der Petrographie eingebürgert.

Das dritte Granitgebiet wurde früher bereits kurz von mir beschrieben, und auch von Penning und Gibson angeführt.

---

[1] A. Wichmann, Gesteine von Timor. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. II. p. 9. 1882—87.

Dasselbe bildet ein kleines, nahezu kreisrundes Massiv, dessen grösster Durchmesser etwa 25 km beträgt. Die Ortschaft Vredefort liegt in der Mitte des Massivs, welches fast ganz dem Oranje-Freistaat angehört; nur über eine geringe Distanz in der Nähe der Ortschaft Parijs erstreckt es sich bis auf das jenseitige Ufer des Vaalflusses im Gebiet der südafrikanischen Republik. Das eigentliche Granitgebiet bildet eine nach der Mitte sanft ansteigende, mit Gras bewachsene Hochfläche; hier und da wird die Einförmigkeit der Landschaft von aus dem Sandboden hervortretenden Blockanhäufungen oder gerundeten Felswüsten unterbrochen. Schon aus der Ferne kann man an der Gestalt und Farbe dieser Blöcke erkennen, ob man es mit dem Ausgehenden von nicht selten den Granit durchbrechenden Diabasgängen zu thun hat, oder ob es aus dem Verwitterungssande hervortretende Partieen des Granits selbst sind. Der Granit ist grösstentheils grobkörniger Biotitgranit mit fleischrothem Orthoklas, theilweise aber auch, wie in der Nähe der Witkopjes, ein zweiglimmeriger Plagioklasgranit mit nicht unbeträchtlichem Gehalt an Mikroklin. Gänge und Nester von Pegmatit, namentlich Muscovit-Pegmatit sind häufig. Nicht selten ist in der Nähe von Vredefort eine an kleinen Zirkonsäulchen sehr reiche Varietät von Biotitorthoklasgranit, welches Gestein sehr schöne Beispiele von mikroperthitischer Durchwachsung von Orthoklas und Plagioklas liefert.

In der Nähe von den Witkopjes zeigt der Granit deutlich den Einfluss von dynamometamorphen Wirkungen. Kataklasstructur ist deutlich vorhanden; einige Handstücke von dieser Localität liefern prachtvolle Beispiele von zertrümmerten Plagioklaskrystallen. Das ganze Gestein ist von einem Netz von Trümmern durchzogen, welche theilweise mit Quarznachwuchs, theilweise mit Calcit gefüllt sind. Auch wird es wohl dem Bergdruck zugeschrieben werden müssen, dass bei einigen Pegmatiten von dieser Localität die über 5 cm breiten Muscovitlappen sehr scharf drei einander unter Winkeln von 60° schneidende Systeme von Linien zeigen, deren Richtung mit den Strahlen der Druckfigur übereinstimmt. Die Linien sind deutlich durch Knickung in diesen Richtungen entstanden.

Der höchste Punkt des Granitmassivs unweit der Witkopjes liegt ungefähr 165 m über dem Vaalfluss bei de Wetsdrift. Von diesem höchsten Punkt kann man ein sehr eigenthümliches Landschaftsbild geniessen. Man sieht, wie das Granitmassiv von verschiedenen Hügelreihen, welche coulissenartig hinter einander hervortreten, halbkreisförmig umgeben ist. Diese Kreisbogen selbst sind nach Südosten geöffnet, wo sie sammt dem Granit unter den horizontalen Schichten der kohlenführenden Formation verschwinden. Die dem Granit am nächsten liegenden Hügel sind mit scharfen Kämmen versehen, zackig und in der Richtung des Generalstreichens verlängert. Sie bestehen aus Schiefer und Quarzit der alten Schieferformation, mehr von dem Granit entfernt auch aus Quarzit-, Schiefer-, Sandstein- und Conglomeratschichten der unteren Cap-Formation, deren Streichen mit der Begrenzungslinie des Granitmassivs übereinstimmt. Hinter diesen Hügelreihen unterscheidet man deutlich eine weiter nach aussen gelegene ebenfalls halbkreisförmige Reihe von Hügeln, welche aus gerundeten „Kopjes" bestehen, deren wellige Contourlinien einen scharfen Contrast mit den mehr in dem Vordergrunde gelegenen scharfen langen Graten bilden. Jene am meisten entfernte Reihe von Hügeln besteht aus Mandelstein, die eigentlichen Kopjes gewöhnlich aus Porphyrit. Auch dieses Granitmassiv von Vredefort wird wahrscheinlich als ein denudirter Sattel zu betrachten sein.

In den drei hier genannten Granitgebieten stehen dem Granit am nächsten krystallinische Schiefer an. Das Alter dieser Schichten ist unbekannt; von Schenck[1] werden sie identificirt mit seinen Sevasischichten, welche von ihm für älter als devonisch gehalten werden.

An der Nordseite des Halfway-house-Granitgebietes südwestlich von Pretoria, unweit Grobler's plaats, setzen sich diese krystallinischen Schiefer nach Cohen[2] zusammen aus Sericitschiefer, übergehend in Quarzsericitgesteine, und Amphiboliten, namentlich Aktinolithschiefer. Derartige sandige Quarzsericitschiefer wurden von mir an der nördlichen Grenze

[1] l. c. (α) p. 578.
[2] P. H. Dahms l. c. p. 116.

dieses Granitgebietes, etwa 12 km süd-südwestlich von Pretoria, hinter der letzten der sich südlich von Pretoria in OW.-Richtung ausdehnenden Hügelreihen anstehend gefunden. Die kurze Beschreibung, welche Dahms l. c. von diesen Sericitgesteinen giebt, passt Wort für Wort auf die Schiefer, welche ich als älteste Sedimentgesteine in unmittelbarem Zusammenhange mit dem Mikroklingranit im Rietkuil-Hartebeestfontein-Massiv fand. Ich beobachtete diese Schiefer auf den plaatsen Rhenosterhoek, Rhenosterspruit, Oorbietjesfontein und auch auf Cypherfontein und Schietfontein [1]. Während von den beiden letzten Localitäten typischer grünlich-seidenglänzender, dichter Sericitschiefer vorliegt, welcher dort von einem Porphyritgang durchsetzt wird, findet man auf den drei erstgenannten „plaatsen“ alle denkbaren Übergänge zwischen Quarzsericitschiefer, Sericit führenden Quarziten und Sericit führenden Quarzconglomeraten. Letztere sind ohne Erfolg auf Gold abgebaut worden, welchem Umstande ich jedoch die Möglichkeit der Beobachtung dieser Gesteine verdanke, indem die Schichten fast nirgends zu Tage treten und die Schichtenköpfe durch eine Flugsandschicht bedeckt sind. Der Sericitschiefer von Cypherfontein ist ein schuppiges, deutlich und leicht spaltbares Gestein von gelblichgrauer Farbe mit einem Stich ins Grünliche, mit grünlichgrauer, glänzender Verwitterungsrinde. Mikroskopisch erweist sich das Gestein als ein typischer dichter Sericitschiefer. Ausser den Hauptgemengtheilen, Sericit und Quarz, ist das Gestein ausserordentlich reich an Rutil, welcher theilweise knieförmige Zwillinge nach $P\infty$ {101}, theilweise herzförmige Zwillinge nach $3P\infty$ {301} bildet.

Der mit Conglomeraten wechsellagernde sandsteinartige Sericitschiefer von Rhenosterspruit ist makroskopisch ein hellfarbiges, körniges, deutlich geschichtetes Gestein. Die Durchschnittsgrösse der Quarzkörner beträgt 1—2 mm; sie sind von Sericitblättchen umgeben, welche sich überall eng an die Quarzkörner anschmiegen. Unter dem Mikroskop erwies sich das Gestein reich an Säulchen von Zirkon und

[1] Man vergleiche für diese Localitäten: P. G. Poole, Map of the Klerksdorp Goldfields. 1890.

Rutil. Es wurde schon oben bemerkt, dass diese Schiefer mit Conglomeraten wechsellagern, welche sich nur durch die grösseren Dimensionen der Quarzkörner unterscheiden. Die Conglomerate bestehen aus gerundeten Quarzen von 0,5—1,5 cm Durchschnittsgrösse, welche durch Sericit verbunden sind.

Auf den plaatsen Rhenosterhoek und Rhenosterspruit west-südwestlich von Rietkuil wird die Zone von Granit und krystallinen Schiefern von dem Hartebeestfontein-Massiv bedeutend eingeengt, indem dort zu beiden Seiten des Granits Quarzporphyrit zu Tage tritt, welcher hier mächtige Gänge zu bilden scheint. Dieser Quarzporphyrit, für welchen ich die auf der plaats Rhenosterhoek geschlagenen Handstücke als Typen wähle, hat eine dunkle blauschwarze Farbe und besitzt eine kaffeebraune, stellenweise, namentlich an den vom Flugsand geschliffenen Stellen, deutlich spiegelnde Verwitterungsrinde. Makroskopisch kann man an einer frischen Bruchfläche in der dunkelgrauen etwas fettglänzenden Grundmasse spärlich porphyrische Feldspathkrystalle und noch spärlicher Quarzkörner unterscheiden. Unter dem Mikroskop kann man die folgenden Einsprenglinge unterscheiden: Erzkörnchen, vorwiegend Pyrit, in ziemlich bedeutender Anzahl, oft in Gruppen zusammentretend; Apatitsäulchen bis zu 0,645 mm Länge und 0,976 mm Breite mit deutlicher Quertheilung; Plagioklas, welchem nach seiner Auslöschungsschiefe eine Stelle in der Labradoritreihe zuzukommen scheint, stark zersetzt und mit secundären Muscovitblättchen durchspickt; Quarz in gerundeten Körnern mit reichlichen Flüssigkeitseinschlüssen. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Quarz und Calcit, welche einander gegenseitig mit unregelmässigen Umrissen begrenzen, zwischen welchen zerstreut winzige Muscovit- und Chloritblättchen liegen. Die Chloritblättchen sind auffallend dick im Verhältniss zu der Breite und stark pleochroitisch. Risse im Gestein, sowie Poren, welche man kleine Mandeln nennen könnte, sind von einem Gemenge von Calcit und Quarz erfüllt. In den Rissen herrscht Calcit, in den Mandeln Quarz vor.

Wahrscheinlich[1] nicht weit von der Stelle, wo Cohen

---

[1] Bei den äusserst mangelhaften Karten, welche von der südafrikanischen Republik existiren, ist eine genaue Fixirung der Localitäten,

Amphibolite in dem Halfway-house-Granitgebiet SW. von Pretoria fand, wurde auch von mir Amphibolit anstehend gefunden, nämlich unweit Barnaarts-plaats. Das dunkelgrüne, grob krystallinische Gestein besteht fast ganz aus einem strahlsteinartigen Amphibol. Die Farbe des Amphibols ist für Strahlen, welche nach $\mathfrak{a}$ schwingen, blassstrohgelb, nach $\mathfrak{b}$ hellflaschengrün, nach $\mathfrak{c}$ hellbläulichgrün. Zwischen den Amphibolkrystallen liegen vereinzelt eingeklemmt ganz idiomorphe Granate von der Form 2O2 {211}, deren Durchschnittsgrösse 0,24 mm ist. Neben Amphibol und Granat besteht das Gestein aus Plagioklas, bei dessen Zersetzung Muscovitblättchen und grosse, scharfe Epidotkrystalle (Diameter quer zur Axe b bis 0,1 mm) ausgeschieden sind.

In dem Granitmassiv von Vredefort sind die krystallinischen Schiefer vertreten durch Aktinolithschiefer. Diese Schiefer wurden von mir anstehend gefunden an der Grenze des Granits am Wege von Vredefort nach Reitzburg, wo sie steil aufgerichtet sind und ein dem Rande des Granitmassivs paralleles Streichen besitzen, sowie auch unweit der Witkopjes hoch oben auf dem Granitplateau, wo in stark gestörter und unregelmässiger Lage vereinzelte Schollen von Aktinolithschiefer und Aktinolithfels gleichsam wie im Granit eingeklemmt gefunden wurden. Vielleicht bildete Aktinolithschiefer vor der Denudation einen geschlossenen Mantel um das Granitmassiv. Das Gestein von den Witkopjes ist lauchgrün, flachschieferig und etwas fett beim Anfühlen; die feinkörnigen Varietäten haben äusserlich Ähnlichkeit mit Chloritschiefer. Diese feinkörnige Varietät besteht aus idiomorphen Aktinolithsäulchen, von welchen namentlich die grösseren gut krystallographisch begrenzt sind. Ausser der Spaltung nach ∞P {110} ist in den Säulen eine Theilbarkeit nach $+P\infty$ {$\bar{1}$01} bemerkbar, was den Längsschnitten eine Leiterstructur[1] verleiht. Auch spärliche idiomorphe Muscovitblättchen sind vorhanden. Diese Gemengtheile sind gewöhnlich von einem optisch-isotropen Cement, Opal, verkittet. In der

namentlich bei einer kurzen Reise, welche ich in diesen Gegenden machte, nicht möglich.

[1] Ch. Whitman Cross, Studien über bretonische Gesteine. Min. und petr. Mitth. N. F. III. p. 386. 1881.

gröberen, dickschilferigen bis plattigen Varietät dieses Gesteins, einem Aktinolithfels, werden die Aktinolithsäulen bis 1 cm lang; die Leiterstructur ist hier viel mehr ausgeprägt und makroskopisch sichtbar. Durch das Zusammentreffen von Spaltbarkeit nach ∞P und Theilbarkeit nach + P∞ werden die Säulen in parallelopipedische Stücke getheilt. Die grossen Individuen sind durch einen Filz von kleinen ganz unregelmässig begrenzten Aktinolithsplittern verbunden. In diesem Gestein fehlt Muscovit, und Opal ist bis zu winzigen Resten reducirt. Der feinkörnige Aktinolithschiefer, welcher am Rande des Granitmassivs am Wege von Vredefort nach Reitzburg ansteht, besteht aus schilfigem Aktinolith, dessen Säulen im Mittel 0,32 mm lang und 0,05 mm breit sind. Dieses Gestein ist dem Aktinolithschiefer der Witkopjes sehr ähnlich, unterscheidet sich jedoch durch einen bedeutenden Gehalt von gerundeten Quarzkörnern nebst spärlichem Auftreten von Plagioklaskrystallen und Zirkonsäulchen.

Obwohl Granit und die oben beschriebenen krystallinischen Schiefer hier als die älteste in Transvaal bekannte Gruppe von Gesteinen zusammengefasst sind, so muss aber sofort bemerkt werden, dass über sehr grosse Entfernungen ausgedehnte contactmetamorphe Erscheinungen in den Gesteinen der alten Schieferformation vermuthen lassen, dass wenigstens ein Theil der stockförmig auftretenden Granite jüngeren Alters ist. Jedoch ist bis jetzt das Tiefengestein, zu dessen Contacthof diese veränderten Schiefer gehören, noch nicht mit Sicherheit erkannt worden.

B. Die alte Schieferformation.

Unter dem Namen alte Schieferformation, gleichwerthig mit Alford's[1] Schistone rocks und mit Gibson's Lower Quartzite- and Shale group, wird hier ein System von Schichten zusammengefasst, welches wahrscheinlich jünger als die obengenannten krystallinischen Schiefer und älter als die Schichten der Cap-Formation ist. Obwohl keine palaeontologischen Funde vorliegen, welche die Identität der an verschiedenen Localitäten anstehenden, von mir zu dieser Forma-

[1] Ch. J. Alford, Geological Features of the Transvaal. p. 5. 1891.

tion zusammengefassten Schichten beweisen könnten, so sind diesen Schichten doch eine Reihe von petrographischen und tektonischen Merkmalen gemeinsam. Sie bestehen aus eisenschüssigen Schiefern, welche mit Sandsteinen und Quarziten wechsellagern. Die Quarzite sind durchweg weiss, fest und splitterig, ziemlich stark zerklüftet mit häufigen blätterigen oder dendritischen Infiltrationen von Eisenerz auf den Kluftflächen. Gewöhnlich sind sie leicht zu unterscheiden von den in den überlagernden Schichten der Cap-Formation ebenfalls häufigen Quarziten, welche eine graue bis grauweisse Farbe besitzen, mehr oder weniger körnig sind und besser als quarzitische Sandsteine zu bezeichnen wären. Jedenfalls fehlt es nicht an Ausnahmen. Die Schiefer sind eisenreiche Thonschiefer, welche oft schuppig, oft auch recht dickplattig sind. Der Eisengehalt, namentlich der Gehalt an Magnetit wird oft recht bedeutend, so dass wahre Eisenerzlager entstehen. Übergänge in Grauwackeschiefer kommen vor. Die Schichten befinden sich immer in gestörter Lage; durchweg sind sie stark verworfen, viel seltener auch gebogen oder gefaltet. Quarzgänge, namentlich Lagergänge, finden sich mehrorts in diesen Schiefern und sind stellenweise nicht ohne Erfolg auf Gold abgebaut worden. Injectionen von eruptiven Gesteinen, namentlich aus der Familie der Diabase, sind sehr häufig. Die Mächtigkeit dieser alten Schieferformation ist wahrscheinlich keineswegs eine so grosse, als man nach ihrer bedeutenden horizontalen Ausdehnung wegen bei schräger Schichtenstellung anzunehmen geneigt sein möchte, indem durch die zahlreichen Verwerfungen dieselben Schichten höchst wahrscheinlich wiederholt zu Tage treten.

Am Rande der Witwatersrandmulde kommen die Schichten der alten Schieferformation, die Granitmassive begrenzend, zum Vorschein. Am schönsten sind sie aufgeschlossen südlich von Johannesburg, wo sie den Steilabfall des eigentlichen Witwatersrandes gegen Norden bilden. In mehreren Rinnsalen und Einschnitten sind die Schichten hier vortrefflich entblösst. Nördlich von Johannesburg, zuerst unmittelbar hinter dem neuen Spital, treten die Quarzitbänke als scharfe schmale Hügelreihen aus der Hochebene hervor, während die Längsthäler dazwischen von dem eisenschüssigen Schiefer

eingenommen werden. Der nördlichste höchste dieser Quarzithügel bildet den scharfen Grat, die Kammhöhe des Witwatersrandes, wo man einen weiten Blick über das nordwärts sich ausdehnende, flach gewölbte Granitgebiet von Halfway-house hat. Das Streichen der Quarzitschichten ist hier ONO.—WSW., das Einfallen 45° nach Süden. Nach den Untersuchungen Gibson's[1] sind die Schichten der alten Schieferformation nördlich von Johannesburg stark gefaltet und nordwärts überschoben. Sie ruhen nach seinen Angaben discordant auf dem nördlich vom Rande anstehenden Granit und krystallinen Schiefern[2] und werden wieder discordant von den Schichten der Cap-Formation überlagert. Diese letzte Discordanz ist aus der abrupten Änderung in dem Einfallen der Schichten abzuleiten; indem die bei dem neuen Spital anstehenden Quarzite und Schiefer noch ganz, wie am eigentlichen Rande, unter einem Winkel von 45° nach Süden einfallen, stehen 1 km südlicher die Sandsteine und Conglomerate der Cap-Formation in der Salisbury-Mine fast saiger. Die bedeutende Faltung der Schichten der alten Schieferformation in dieser Gegend ist von Gibson, der speciell die Umgegend von Johannesburg studirt hat, in mehreren Beispielen dargethan. Sawyer[3], welcher das Profil von Johannesburg nordwärts nach Oranje-grove-hotel abbildet, hat die Faltung dieser Schichten nicht bemerkt, auch bei einer flüchtigen Begehung dieses letztgenannten Profils habe ich keine Wahrnehmungen gemacht, aus welchen ich eine Faltung und Überschiebung ableiten zu können glaubte. Wohl sind die Schiefer an mehreren Stellen gefältelt. So stehen dicht hinter dem neuen Spital eisenreiche Schiefer an, in welchen dünne Quarzschichten mit magnetitreichen Schieferstreifen abwechseln, wodurch das Gestein schön schwarz- oder rothbraun und weiss

---

[1] W. H. Gibson, l. c. p. 420 ff. und Fig. 5 auf p. 421.

[2] Gibson erwähnt neben krystallinen Schiefern auch Gneiss; die einzige mir bekannte Angabe, welche hiermit übereinstimmt, stammt von Mauch, welcher Gneiss an den östlichen Quellflüsschen des Limpopo fand. Echter Gneiss wurde von mir in dem von mir bereisten Gebiet nirgends gefunden (C. Mauch, Reisen im Innern von Südafrika. 1865—72. Peterm. Mitth. Erg.-Heft 37. p. 18. 1874).

[3] A. R. Sawyer, The Witwatersrand Goldfield. Trans. of the North-Staffordshire Institute of Mining and Mech. Engineers X. Pl. 10. 1889.

gebändert erscheint. Diese Schiefer sind stark gefältelt und auf sie passt vollständig die Beschreibung, welche Cohen von den in der Umgegend von Eersteling und Marabastad recht häufigen calico-rocks[1] gegeben hat. Die calico-rocks kommen dort in dem Gebiet der krystallinischen Schiefer vor und werden von Sandsteinen (aus der Cap-Formation) discordant überlagert[2].

Die Schichten der alten Schieferformation kann man von Johannesburg mit gleichbleibendem OW.-Streichen ungefähr 30 km weit in westlicher Richtung verfolgen. Unweit Krügersdorp sind die Schichten stark gestört und verworfen. Ihre Fortsetzung und ihr eventueller Zusammenhang mit den 165 km südwestlich unweit Rietkuil wieder wahrgenommenen gleichartigen, in derselben Weise von der Cap-Formation überlagerten Schiefern ist noch nicht bekannt. Wohl ist in dieser Beziehung eine gewisse Bedeutung einer sehr eisenreichen Schieferschicht zugeschrieben worden: ein dichter Eisenglimmerschiefer, dessen Ausgehendes 250 m nördlich von dem neuen Spital bei Johannesburg zu finden ist. Diese Schicht, deren rothbraunes Ausgehendes sich leicht verfolgen lässt, soll sich mit gleichbleibendem Charakter ungefähr in derselben Distanz vom Main-Reef weit ausdehnen. Penning (l. c. p. 455) theilt mit, dass eine bestimmte eisenreiche Schicht, „chiet magnetic bed“ in der alten Schieferformation, womit wahrscheinlich jene Schicht gemeint ist, um das ganze Witwatersrandbecken herum über einen Abstand von 320 km zu verfolgen ist, und dass diese Schicht gewissermaassen den Schlüssel gegeben hat, wodurch man das Main-Reef gegen Westen, Osten und Süden vom Witwatersrande zu verfolgen im Stande gewesen ist. Ich kann diese Angabe für den

[1] J. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad im nördlichen Transvaal. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IV. p. 115. 1885.

[2] Vielleicht wird sich die Unwahrscheinlichkeit, dass der eigenthümliche Typus der calico-rocks sich in zwei verschiedenen Formationen wiederholen würde, später bei mehr eingehenden Untersuchungen in dieser Weise lösen, dass sich herausstellen wird, dass unsere alte Schieferformation nur als der obere Theil einer einzigen Formation zu betrachten ist, zu welcher auch die verschiedenen krystallinen Schiefer, als Aktinolithschiefer, Sericitschiefer, in Transvaal gehören.

Klerksdorp-District nicht bestätigen; wohl stehen auch hier zwischen dem Granit und der Cap-Formation Schiefer mit eisenreichen Einlagerungen in einiger Entfernung hinter dem Klerksdorp-Main Reef an, aber von einer bestimmten leitenden Eisenerzschicht kann keine Rede sein. In dem Klerksdorp-District finden sich die Schichten der alten Schieferformation in stark gestörter, verworfener und gefalteter Lage zwischen dem Granit und der Cap-Formation; am schönsten sind sie in den Rhenosterbergen entwickelt. Ihr petrographischer Charakter stimmt vollständig mit demjenigen der nördlich von Johannesburg anstehenden Schichten überein. Auch hier sind es eisenhaltige Thonschiefer, stellenweise mit sehr eisenreichen Einlagerungen, wechsellagernd mit Quarziten. Die herrschende Streichungsrichtung ist NNO.—SSW., die Richtung des Einfallens ist wechselnd, vorwiegend aber steil nach Osten.

Die Schichten der alten Schieferformation umgeben auch das Granitmassiv von Vredefort. Sie sind hier ebenfalls stark gestört und, wie aus dem wechselnden Einfallen geschlossen werden kann, gefaltet. In geringer Entfernung vom Granit sind die Schichten von mir nicht gut aufgeschlossen gefunden worden, in grösserer Entfernung bilden die Quarzitbänke schroffe Hügelreihen, zwischen welchen in den Längsthälern häufig Schiefer anstehen. Die Landschaft ist derjenigen nördlich von Johannesburg ähnlich. Sehr wahrscheinlich wird die alte Schieferformation auch hier discordant von der Cap-Formation überlagert, das Verhalten aber zu den am Rande des Granitmassivs anstehenden Aktinolithschiefern ist nicht bekannt. In der alten Schieferformation finden sich hier nebst Thonschiefern und Quarziten mächtige Schichten eines eigenthümlichen interessanten Korundgesteines, Korundschiefer und Korundporphyroide.

Der Korundporphyroid macht makroskopisch den Eindruck von einem Feldspathporphyr und sieht bei oberflächlicher Betrachtung dem bekannten Rhombenporphyr so ähnlich, dass er im Felde als solcher bestimmt wurde. Makroskopisch kann man in der grauschwarzen Grundmasse unterscheiden: grosse (bis zu 3 mm Durchmesser) unregelmässig gelappte Biotitkrystalle und sehr grosse (bis zu 2 cm Durchmesser) Korundindividuen mit auffallendem Fettglanz, vorwiegend mit

rhombischen Durchschnitten, welche sich durch ihre graue Farbe scharf von der dunkler gefärbten Grundmasse abheben. Die Spaltbarkeit des Korunds ist makroskopisch sehr undeutlich wahrnehmbar. Bei der Verwitterung bieten diese Korundkrystalle sehr viel mehr Widerstand als die Grundmasse, wodurch sie aus der Verwitterungsrinde weit hervorragen und dieser ein eigenthümliches grobwarziges Aussehen verleihen. Obendrein sieht man schon makroskopisch durch das ganze Gestein ziemlich regelmässig vertheilte dunkle Erzkörnchen, welche zum Theil Pyritkryställchen sind.

Unter dem Mikroskop erweist sich das ganze Gestein durchtränkt von kleinen, im Durchschnitt 0,05 mm grossen Quarzkörnchen, so dass diese zusammen eine Art Gitter bilden, dessen Maschen entweder durch Korund, Glimmer oder Erz, wie in den porphyrischen Krystallen, oder durch mehrere Gemengtheile, wie in der Grundmasse, gefüllt sind. Die ganz mit Quarz durchspickten Korund- und Biotitindividuen sind trotzdem einheitliche Individuen, bei deren Dunkelstellung zwischen gekreuzten Nicols die beliebig orientirten Quarzkörnchen aufleuchten.

Die porphyrischen Biotitlappen sind ziemlich frisch und besitzen zahlreiche Höfe mit gesteigertem Pleochroismus, deren Zusammenhang mit eingeschlossenen Zirkonkryställchen an verschiedenen Stellen nachgewiesen wurde. Muscovit findet sich vereinzelt in kleinen Blättchen namentlich im Korund eingeschlossen.

In den Korundindividuen war an den Stellen, wo der ihn durchtränkende Quarz etwas zurücktritt, Spaltbarkeit wahrnehmbar. Gewöhnlich ist nur ein System von Spaltrissen sichtbar, aber an einigen besonders günstigen Stellen war rhomboëdrische Spaltbarkeit nachweisbar. Der Weg, welcher zu der Bestimmung dieses Minerals als Korund führte, wurde angezeigt durch das optische Verhalten, indem das Mineral einen sehr hohen Brechungsexponenten bei schwacher doppelter Brechung besitzt, wodurch es unter dem Mikroskop sich mit starkem Relief über den durchtränkenden Quarz hervorhebt, während es bei gekreuzten Nicols niedrige Interferenzfarben zeigt, welche mit Quarz oder Orthoklas übereinstimmen; es stimmt dieses optische Verhalten vollständig mit demjenigen

des Korunds überein. Nachher wurde die Bestimmung als Korund controlirt durch die Härtebestimmung, wobei sich herausstellte, dass das betreffende Mineral Topas deutlich ritzt, und durch das chemische Verhalten. Von Säuren wird es nicht angegriffen, wohl aber von reinem, geschmolzenem, saurem, schwefelsaurem Kali; aus kleinen Bruchstücken des Minerals wird bei Schmelzung mit $KHSO_4$ die Korundsubstanz ausgelaugt, wobei eine bimsteinartige Substanz zurückbleibt, das oben erwähnte Quarzgitter. Das specifische Gewicht des Minerals beträgt 2,954, woraus folgt, dass der mit dem Korund verwachsene Quarz wenigstens die Hälfte des ganzen Volumens einnehmen muss, welches Verhalten durch Wahrnehmung unter dem Mikroskop bestätigt wird.

Die durchaus deutlich krystallinische Grundmasse besteht wesentlich aus annähernd gleichen Mengen Chlorit und Quarz. Ersteres Mineral ist sehr wahrscheinlich aus Chlorit entstanden, was durch das Vorkommen von theilweise in Biotit umgewandelten Biotitblättchen wahrscheinlich gemacht wird. Die Grösse der einzelnen Individuen von Quarz und Chlorit in der Grundmasse reicht nicht unter 0,0065 mm. Zirkon als primärer und Epidot als secundärer Bestandtheil kommen in dem Gestein vor.

In sehr geringer Entfernung — man vergl. p. 269 — steht ein in groben Bänken geschichtetes Gestein an, welchem eine vermittelnde Stelle zukommt zwischen dem oben genannten ungeschichteten Korundporphyroid und dem Korundschiefer, welcher das Liegende dieses Gesteins bildet. Der Hauptunterschied dieses Gesteins mit dem ungeschichteten Korundporphyroid ist darin gelegen, dass hier in der dunkeln Grundmasse ausser einigen grossen porphyrischen Korundindividuen auch zahlreiche kleinere Korundkörner vorkommen, wodurch die rostbraune Verwitterungsrinde des Gesteins feinwarzig aussieht. Obendrein fängt Muscovit an, die Oberhand zu gewinnen über Biotit und Chlorit. Die Grundmasse besteht in diesem Gestein wesentlich aus Quarz und Biotit, welcher theilweise in Chlorit umgewandelt ist, und Muscovit, welcher oft mit Biotit parallel verwachsen ist. Um die grossen porphyritischen Korundeinsprenglinge hat der Muscovit sich angehäuft. Zirkon, zum Theil in einfachen Krystallen, zum Theil auch in knieförmigen

Zwillingen nach P∞ {101}, ist sowohl in der Grundmasse als in dem Korund eingeschlossen häufig. Bei Dunkelstellung scheinen die Korundkrystalle gleichsam wie mit Smaragdkryställchen besät, welcher Effect durch die zahlreichen aufleuchtenden Zirkonsäulchen hervorgerufen wird. Unter diesem geschichteten Korundporphyroid liegt ein deutlich geschichtetes, parallel den Schichtflächen fein gebändertes Gestein, das ich als Korundschiefer bezeichnen werde. Das Gestein ist schwarzgrau und besitzt eine schwach rostbraun angelaufene Verwitterungsrinde, welche rauh ist und ganz wie Chagrinleder aussieht. Das Gestein hat einen splitterigen Bruch und ist sehr hart; jeder Gesteinssplitter ritzt Topas sehr deutlich. Das Gestein besteht wesentlich aus kleinen, durchschnittlich 0,23 mm messenden, mit Quarz durchwachsenen Korundkörnchen, zwischen welchen eingeklemmt zahlreiche sehr kleine Muscovitblättchen und Schüppchen liegen, welche entweder parallel oder senkrecht zu der Schichtungsfläche orientirt sind. Die Bänderung des Gesteins wird dadurch verursacht, dass das Gestein aus parallelen Schichten besteht, welche sich von einander durch grösseren oder geringeren Gehalt an Muscovit unterscheiden. Die muscovitreichen Partieen sind immer sehr wenig mächtig und ziemlich scharf begrenzt; sie sind es, welche die Bänderung des Gesteins parallel zu den Schichtungsflächen bedingen.

Die Stellung der alten Schieferformation um das Vredefort-Granitmassiv ist unsicher und die Verhältnisse, obwohl noch sehr ungenau bekannt, sprechen namentlich hier für ein Zusammengehören in ein System von der alten Schieferformation mit den in der Nähe des Granits anstehenden Aktinolithschiefern.

Auch ausserhalb der Witwatersrandmulde besitzt die alte Schieferformation eine weite und mannigfaltige Entwickelung. In der Nähe von Zeerust[1] am Klein-Marico-Fluss wird sie gebildet von einem mächtigen System von Thonschiefern mit sparsam eingelagerten Quarzitschichten. Diabasgänge durchsetzen an einigen Stellen die Schichten. Fig. 4 stellt einen

[1] Auf der beiliegenden Kartenskizze, Taf. X, ist dieser westliche Theil der südafrikanischen Republik nicht zu finden; man vergleiche aber Jeppe's Map of the Transvaal, 1889.

schematischen Durchschnitt durch diese Schichten dar, von Zeerust in südlicher Richtung bei der plaats Vergenoeg und der Bleigrube von Witkop entlang bis auf das Hoogeveld. Die herrschende Streichungsrichtung ist W.—O. bei NW.—SO. mit schwachem Einfallen nach Norden. Sobald man von dem Hoogeveld in das Thal des Klein-Marico absteigt, betritt man den den Malmanidolomit unterlagernden Schiefer der alten Schieferformation. Es sind durchweg mehr oder weniger eisenschüssige, dünnplattige Thonschiefer; etwa 2 km südlich von Zeerust tritt als ein schmaler O.—W. streichender Rücken eine harte Quarzitbank zu Tage, deren Schichten schwach nach Norden einfallen. Darauf folgt nach Norden Amphibolgranit, welcher den Quarzit in groben Bänken zu überlagern scheint. Dieser Amphibolgranit ist ein dunkles, mittelkörniges Gestein mit weissgefleckter, brauner Verwitterungsrinde. Das Gestein besitzt eine ausgezeichnete Granophyrstructur. Von primären Gemengtheilen wurden beobachtet Magnetit, Zirkon, Turmalin, sehr viel Amphibol, Plagioklas, Orthoklas und Quarz. Quarz und Feldspath sind mikropegmatitisch verwachsen. Unter den secundären Gemengtheilen herrschen in den zersetzten Feldspäthen Muscovit und Epidot vor. Auch secundärer schilfiger Amphibol ist vorhanden. Dieser Amphibolgranit war an den von mir besuchten Stellen durch eine ziemlich dicht bewachsene Sandebene von einer O.—W. streichenden Hügelreihe, an derem südlichen Steilabfall die Ortschaft Zeerust gebaut ist, getrennt. Diese Hügelreihe besteht aus einem prachtvollen, dickplattigen Chiastolithschiefer; das Streichen der Schichten ist an der Stelle, wo ich diesen Hügel betrat, W. 15° N.—O. 15° S. mit schwachem Einfallen 4° nach Norden. Das Gestein ist im frischen Zustande ein lichtgrauer, wenn verwittert, gelblicher Thonschiefer, mit schönen im Mittel 1 cm langen und 1 mm breiten Chiastolithsäulchen durchspickt. Dasselbe ist ausserordentlich deutlich geschichtet und bildet im Mittel 2—6 cm dicke, ebene Platten. Unter dem Mikroskop enthüllt das Gestein das Bild eines dunklen Thonschiefers, von dessen wesentlichen Bestandtheilen, Quarz, Muscovit und dunkle (kohlige) Partikelchen, sich letztgenannte um die Chiastolithsäulchen gehäuft haben und deshalb um diese Einsprenglinge herum eine Art schwache Knotenbildung hervor-

rufen. Übrigens hat das Gestein unter dem Mikroskop eine eigenthümliche körnige Structur, welche dadurch bedingt zu sein scheint, dass stellenweise die Muscovitblättchen nicht parallel gestellt sind und sich den Quarzkörnchen anschmiegen, sondern mit sehr kleinen Quarzkörnchen regellose Knäuel bilden. Die Chiastolithsäulen sind im Innern tadellos frisch, die dunklen Partikelchen sind wie gewöhnlich in der Mitte der Krystalle gehäuft, und von diesem centralen Theil setzen sich vier mit dunkeln Partikelchen besetzte Blätter nach den Säulenkanten fest. In Durchschnitten parallel der Verticalaxe hat der dunkle Kern Sanduhrform[1]. Die Anhäufungen an den Seitenkanten fehlen. Die Spaltungsrisse nach ∞P {110} sind sehr deutlich. Bis zu einer gewissen Tiefe sind die Andalusitkrystalle in einen farblosen Glimmer, Muscovit oder Damourit, umgewandelt. Diese Glimmerblättchen sind gewöhnlich mit der Spaltungsfläche 0P {001} parallel der der Fläche ∞P {110} von dem Chiastolith orientirt. Am Aussenrande des Krystalls sind auch die Glimmerblättchen wieder stark zersetzt und braun und schwach doppelbrechend geworden; wahrscheinlich sind sie in eine chloritische Substanz umgewandelt worden. Die Zersetzung der Chiastolithkrystalle folgt nicht den Spaltungsrissen, sondern grösseren, zufälligen Bruchspalten, welche nicht selten quer zur Längsrichtung die Säulen durchsetzen. Bei einem Diameter von 1,075 mm der ganzen Säule war der unzersetzte Kern 0,881 mm, der innere unzersetzte Glimmerrand 0,043 mm und der äussere zersetzte Glimmerrand 0,054 mm dick. Der Durchmesser des mit schwarzen Partikelchen durchspickten Theiles des Kernes betrug 0,6235 mm.

Dass dieser Chiastolithschiefer einem Contacthof, wahrscheinlich einem Granit angehört, ist einleuchtend; welches aber das metamorphosirende Tiefengestein hier ist, ist noch nicht bekannt. Den oben genannten, südlich von dem Chiastolithschiefer anstehenden Amphibolgranit kann ich nicht dafür halten, indem er nicht stockförmig aufzutreten und zudem eine geringe Ausdehnung zu haben scheint. Vielmehr scheint

---

[1] Die Bedeutung dieser Sanduhrform wurde zuerst von Becke erklärt. F. Becke, Min. u. petr. Mitth. XIII. p. 256. 1893.

es mir wahrscheinlich, dass jener Amphibolgranit als eine Apophyse eines tiefer anstehenden mächtigen Granitstockes zu betrachten ist.

Es lassen sich diese Schiefer, wie das von Mauch[1] zuerst geschildert wurde, mit gleichbleibendem Charakter und gleichsinnigem Streichen von dem Marico-District in östlicher Richtung etwa 200 km bis südwestlich von Pretoria verfolgen. Chiastolithschiefer wurden von mir am Wege von Pretoria nach Kromdraai unweit Barnaarts plaats gefunden; auch aus der Umgegend von Rustenburg besitze ich Handstücke von Chiastolithschiefer, welche aus der von der Regierung der südafrikanischen Republik zu der Weltausstellung in Paris im Jahre 1889 eingesandten Sammlung stammen. In diesem Gebiet treten diese Schichten südlich von den Hügelreihen, deren nördlichste der bekannte Magaliesberg ist, zu Tage. Mauch beschrieb diese Formation als Thonschiefer, hauptsächlich aber als sehr mächtige Quarzite und sandige Grauwackenschiefer, welche steil aufgerichtete, röthlich gefärbte, seidenglänzende, feingeschichtete Glimmerschiefer (vielleicht Sericitschiefer) überlagern. Mauch hebt ausdrücklich hervor, dass diese Schichten, welche er als silurische Grauwackenformation zusammenfasst, sich nach Westen bis in den Marico-District verfolgen lassen, wo aber Thonschiefer viel mächtiger auftreten sollen. Graphit- und Chiastolithschiefer werden auch von Mauch als stellenweise gut entwickelt erwähnt. Charakteristisch für diese Schichten sind Gänge, meistens Lagergänge von krystallinischem, stellenweise goldhaltigem Quarz, welche auch von Schenck in dieser Formation, welche er l. c. (α) p. 574 zu der Cap-Formation rechnet, an einigen Stellen südwestlich von Pretoria zwischen diesem Ort und dem Witwatersrand, nämlich Blaauwbank, Kromdraai, Tweefontein, Broederstroom, angeführt werden.

An den Stellen, wo ich diese Schichten anstehend fand, war die Beziehung zu den liegenden Gesteinen nicht zu ermitteln. Nach Mauch und Schenck sollen die krystallinen Schiefer discordant überlagern. Sowohl im Marico-District als südwestlich von Pretoria werden diese Schiefer discordant

[1] C. Mauch, l. c. p. 18.

von dem Malmanidolomit überlagert. Wie bei Vergleichung der Profile Fig. 4 und 5 ersichtlich, ist die Discordanz im Marico-District recht bedeutend, indem dort die Dolomitschichten sich über den Schiefern in schwebender Lage befinden; viel weniger ausgeprägt ist die Discordanz südwestlich von Pretoria, z. B. bei Kromdraai und Barnaarts plaats, indem dort die Dolomitschichten ein gleichsinniges, obwohl schwächeres Einfallen mit den darunter anstehenden Schiefern besitzen.

Ausser den Chiastolithschiefern rechne ich zu der alten Schieferformation ein ausgedehntes System von Thonschiefern, Sandsteinen und Quarziten, zu welchem die Magaliesberge gehören und das sich aber gegen Norden an den Chiastolithschiefer anschliesst und an der Nordseite der transgredirenden Schollen von Malmanidolomit zum Vorschein kommt. Dieses Schichtensystem, das ich die Pretoriaschichten nennen werde,besitzt eine sehr grosse horizontale Ausdehnung, indem sie als ein breiter, von O. nach W. streichender Streifen in der Umgegend von Rustenburg bis östlich von Pretoria angetroffen werden. Penning[1] rechnet diese Schichten seinen Klipriver series zu und identificirt sie in zutreffender Weise mit Cohen's Schiefersandsteinformation im östlichen Transvaal und mit Dunn's Lijdenburg beds. Offenbar kann aber Penning's Eintheilung nicht die richtige sein, indem er den Malmanidolomit an die Basis seiner Klipriver Series stellt, während ja Cohen unzweifelhaft bewiesen hat, dass der Malmanidolomit die Schiefersandsteinformation im östlichen Transvaal discordant überlagert. Fraglich bleibt, ob die Pretoriaschichten, welche auch ich mit Cohen's Schiefersandsteinformation im östlichen Transvaal zu identificiren geneigt bin, der alten Schieferformation oder der unteren Abtheilung der Cap-Formation zuzuzählen seien, oder ob sie die Aequivalente von beiden letztgenannten Schichtensystemen zusammen bilden. Nur künftige mehr eingehende Untersuchungen können hier Sicherheit geben; aus tektonischen und petrographischen Gründen habe ich mich für die erstere Auffassung entschieden.

Die Pretoriaschichten bestehen aus eisenschüssigen Thonschiefern, schieferigen Sandsteinen, welche gewöhnlich reich

[1] W. H. Penning l. c. (β) p. 456.

an Muscovit oder Sericit sind, quarzitischen Sandsteinen und Quarziten. Die Thonschiefer, namentlich die zahlreichen magnetitführenden Varietäten, die quarzitischen Sandsteine und Quarzite sind nicht von denjenigen der alten Schieferformation zu unterscheiden. Die Sandsteine erinnern mehr an die glimmerreichen Sandsteine der Witwatersrandserie in der unteren Cap-Formation. Auch diese aber fehlen in der alten Schieferformation nicht ganz. Das Fehlen von Lagergängen von Quarz, welche meines Wissens bis jetzt noch nicht in den Pretoriaschichten aufgefunden worden sind, giebt den einzigen etwas auffallenden Gegensatz zu den Schichten der alten Schieferformation. Conglomerate sind in den Pretoriaschichten bis jetzt noch nicht gefunden worden. Das allgemeine Landschaftsbild in dem Gebiet der Pretoriaschichten ist genau dasselbe, wie in dem Gebiet der alten Schieferformation. Innerhalb dieses Gebietes der Pretoriaschichten kommen recht häufig Eruptivgesteine vor und in dieser Beziehung besteht grosse Analogie mit der alten Schieferformation nördlich von Johannesburg; dort sind nach Gibson l. c. p. 427 Intrusionen von eruptiven Gesteinen zahlreich. Bekanntlich ist das Gebiet der unteren Cap-Formation nicht reich an Eruptivgesteinen.

Die Pretoriaschichten (vergl. Fig. 1) bilden eine Anzahl paralleler, durchweg von Ost nach West streichender Hügelreihen, deren nördlichste und am schärfsten markirte Magaliesberg genannt wird. In der unmittelbaren Nähe von Pretoria beträgt die Anzahl dieser Hügelreihen sechs. Von Nord nach Süd kommt erst der Magaliesberg, ein stattlicher, obwohl nicht mehr als 50 m über der Ebene hervorragender Hügelzug, welcher sich mit ununterbrochener und anscheinend gleichbleibender Kammhöhe nach beiden Richtungen als eine Riesenmauer bis in weite Ferne mit dem Auge verfolgen lässt. Der Magaliesberg besteht aus Quarzit und quarzitischem Sandstein. Die nächste Hügelreihe heisst Daspoortberg, weil er von dem Apies-Fluss bei Daspoort durchbrochen wird, und besteht ebenfalls aus Quarzit. Südlich von dieser Hügelreihe liegt die Ebene, in welcher Pretoria an dem Apies-Fluss erbaut worden ist. In dieser Ebene sieht man im Osten eine dritte Hügelreihe auftreten, welche sich unmittelbar bei oder theil-

weise in der Stadt Pretoria in die Ebene verliert. Ich werde dieselbe die Pretoria-Hügelreihe nennen. Die Pretoria-Ebene südlich begrenzend folgen noch drei Hügelreihen, durch schmale Längsthäler getrennt, die aus abwechselnden Schiefern und Quarziten bestehen. Die Schiefer sind stellenweise sehr eisenreich und ganz von winzigen Magnetitkrystallen erfüllt. In sämmtlichen Hügeln ist das Streichen der Gesteinsschichten ONO.—WSW. und das Einfallen nach Norden. Letzteres wechselt bei den Quarziten ab von 30 bis 40°; bei den Schiefern, welche an einigen Stellen stark gebogen und gestört sind, ist das Einfallen mitunter viel steiler und es geht in der ersten Hügelreihe südlich von Pretoria bis zu 85° N. Die Hügel sind hier mit Gestrüpp und Unterholz bewachsen, machen jedoch nach andauernder Trockenheit einen öden Eindruck und contrastiren stark mit der grünen, gut bewässerten, theilweise etwas Baumwuchs besitzenden Pretoria-Ebene. Der Steilabfall dieser Hügel ist ohne Ausnahme nach Süden; an dieser Seite treten die Schichtenköpfe treppenförmig hervor. Der Nordabhang ist viel weniger geneigt, er beträgt selten mehr als 20° und die Hügelreihen verschwinden in dieser Richtung allmählich unter dem in der Ebene liegenden Aufschüttungsboden. In der Ebene treten, namentlich in der Nähe des südlichen Steilabfalls einer Hügelreihe, fast immer Eruptivgesteine zu Tage[1].

So steht Amphibolgranitit am Fuss des Magaliesberges, Diabas südlich vom Daspoortberg, Augitporphyrit in der Ebene 2 km östlich von Pretoria, Diabas am Steilabfall der ersten Hügelreihe südlich von Pretoria an. Wie ist jetzt das Verhältniss der geschichteten Gesteine zu den eruptiven? Hat man es hier mit einem mächtigen Schichtensystem zu thun, in welchem die Eruptivgesteine als Decken oder Intrusionsschichten eingelagert sind, oder tritt dasselbe als wenig mächtiges Schichtensystem wiederholt zu Tage und sind aus den Längsverwerfungsspalten die Eruptivgesteine emporgequollen? Pen-

[1] Alford l. c. Plate II pag. 9 stellt den Steilabfall dieser Hügel an die Nordseite, lässt die Pretoriaschichten nach Süden einfallen und die Eruptivgesteine am Fuss des Nordabhangs der Hügel zu Tage treten. Gewiss ein so merkwürdiger Irrthum, dass man geneigt wird zu glauben, Alford habe die Landschaft in einem Spiegel betrachtet.

NING[1] hat sich für die erste Annahme entschieden und schätzt dem entsprechend die Mächtigkeit der Pretoriaschichten (seine Klipriver series) in der Umgegend von Pretoria auf mindestens 18000 Fuss. Es scheint mir, dass beide Auffassungen zum Theil berechtigt sind. So dünkt es mir nicht unwahrscheinlich, dass die Quarzite des Daspoorthügels die wirkliche Fortsetzung der Quarzite des Magaliesberges darstellen, aber bei einer Längsverwerfung nördlich von den Magaliesbergen entlang abgesunken sind. Anderseits gelang es mir, an einer Stelle die Existenz von zwischen den sedimentären Schichten eingelagerten Eruptivgesteinen zu beobachten. Zur Zeit, als ich in Pretoria war, wurde auf der plaats Arcadia von Herrn MEYENTJES einige Minuten östlich von Pretoria mit einem Diamantbohrer ein Bohrloch eingetrieben zu dem Zwecke, entweder Steinkohlen oder quellendes Wasser, oder beides zu finden, ein, was das Anbohren von Steinkohlen anbelangt, von vornherein aussichtsloses Unternehmen. Am 1. October 1890 war eine Tiefe von 240 Fuss erreicht worden. In nördlicher Richtung von der Stelle, an welcher gebohrt wurde, war in einem schmalen Querriss in der Pretoria-Hügelreihe ein Profil entblösst, das auf Taf. X Fig. 6 abgebildet ist. Nördlich von dem Bohrloch steht dunkelblauer, sandiger Thonschiefer (*a*) an, welcher unter einem Winkel von 30° nach Norden einfällt. Darüber liegt zersetzter Diabas (*c*). Die obersten Schichten des Thonschiefers (*b*) sind am Contact mit dem Diabas härter und weniger deutlich spaltbar; über dem Diabas liegt Quarzit (*e*), dessen Schichten 25° nach Norden einfallen. Dieser Quarzit ist im Contact mit dem Diabas ebenfalls contactmetamorph verändert, indem der Quarzit dort viel fester ist und von eingesprengten Epidotkrystallen und Aktinolithgarben strotzt. Dabei ist auch das sandsteinartige Gefüge ganz verloren gegangen. Allmählich geht dieses schöne Contactgestein (*d*) in einer Entfernung von 1—1½ m von dem Diabas in den normalen quarzitischen Sandstein über. Indem dieser Diabas also sowohl die Schichten im Hangenden als im Liegenden verändert hat, ist er wohl als ein Intrusivlager aufzufassen. Im Bohrloch wurde bis 70 Fuss Tiefe Thon und Schutt (*f*) ge-

[1] W. H. PENNING l. c. (β) p. 456.

funden. Darunter folgt von 70 bis 190 Fuss Tiefe zersetzter Diabas (*g*).

Bei 190 Fuss Tiefe fängt Diabasmandelstein (*h*) an, welches Gestein in 240 Fuss Tiefe noch nicht durchteuft war. Höchst wahrscheinlich hat man es hier mit einer Mandelsteindecke zu thun, die unter dem oberflächlichen Schuttboden weiter südlich in der Pretoria-Ebene an die Oberfläche kommen würde.

Hinter der dritten Hügelreihe südlich von Pretoria werden die Pretoriaschichten von einer Scholle von Malmanidolomit bedeckt.

C. Die Cap-Formation.

Die Cap-Formation zerfällt in eine untere und eine obere Abtheilung.

a) Die untere Cap-Formation.

In der unteren Abtheilung der Cap-Formation kann man zwei Systeme von goldführenden Schichten unterscheiden, welche durch eine mächtige Mandelsteindecke von einander getrennt sind.

1. Die Witwatersrand-Serie.

Dieses am vollständigsten bekannte Schichtensystem des Transvaal ist genau studirt in der Umgegend der in wenigen Jahren zu grosser Bedeutung gelangten Stadt Johannesburg, des Centrums der Goldgewinnung in der südafrikanischen Republik. Das Schichtensystem besteht aus Thonschiefern, Sandsteinen und Conglomeraten. Die Thonschiefer sind gewöhnlich etwas eisenschüssig und daher rothbräunlich gefärbt, oft sind sie sandig und sandige Schiefer bilden viele Zwischenglieder zwischen echtem Thonschiefer und reinen Sandsteinen. Die Sandsteine sind entweder mürbe, röthlich oder weiss gefärbt und in diesem Falle dem Buntsandstein sehr ähnlich oder auch fester, quarzitisch. Die weichen Sandsteine, sowie auch die sandigen Schiefer sind reich an Muscovitblättchen; bei zunehmender Korngrösse bleibt der Muscovitgehalt bestehen und sogar die Conglomerate, zu welchen die goldführenden „banket-reefs“ gehören, enthalten in nicht unbedeutender Menge Sericit. Die Witwatersrandschichten fallen überall nach dem Muldentiefsten der Witwatersrandmulde ein

und indem sie in normaler Folge übereinander liegen, treten die ältesten Schichten am Rande an der Grenze der alten Schieferformation zu Tage. Bis jetzt sind diese Schichten in den folgenden Gegenden bekannt geworden und durch Grubenarbeiten aufgeschlossen: 1) ununterbrochen mit OW.-Streichen und Einfallen nach Süden über eine Entfernung von etwa 30 km in der Umgegend von Johannesburg, östlich bis in die Nähe von Boksburg, westlich bis Krügersdorp, wo die Schichten sich nach Südwesten umbiegen und dabei stark gestört und nicht weiter verfolgt worden sind; 2) von der Gegend westlich von Potchefstroom, von wo die Schichten ebenfalls in dem Aussenflügel der Witwatersrandmulde sich mit bogenförmigem Verlauf bei Rietkuil entlang bis über den Vaalfluss verfolgen lassen. In dem südlichen Flügel sind die Schichten bekannt aus der Gegend von Heidelberg, wo sie nach Norden einfallen und in der Nähe von Vredefort, wo die Schichten um den Granit von Vredefort herumlaufen und sich in stark gestörter überschobener Lage befinden.

Bedeutende Faltungen sind in den Schichten der Witwatersrandserie bis jetzt nicht wahrgenommen worden. Zwar nimmt Gibson[1] nach den an einigen Tiefbohrungen gemachten Erfahrungen an, dass bei Johannesburg die goldführenden Schichten gefaltet sein sollen, aber seine Beweisführung scheint mir hier recht schwach zu sein. Längs- und Querverwerfungen kommen häufig vor und nach Gibson sind am eigentlichen Witwatersrande jene viel häufiger als diese. In der Landschaft lassen sich gewöhnlich die Querverwerfungen schon aus grosser Entfernung entdecken. Die Schichtenköpfe der festen Gesteine, quarzitischen Sandsteine und Conglomerate bilden gewöhnlich schmale, scharfe Hügelreihen, welche sich im Streichen meilenweit fortsetzen. Die Höhe dieser Hügelreihen ist gewöhnlich ziemlich unbedeutend und liegt zwischen einigen wenigen und etwa 60 m. Gewöhnlich sind diese Hügelreihen gegliedert in grössere oder kleinere durch niedrige Pässe getrennte Hügel, welche jedesmal in Bezug auf die nächstliegenden quer zu der Streichungslinie etwas nach vorn oder nach hinten verschoben sind. Die Pässe

[1] Gibson l. c. p. 416.

geben die Stellen an, wo Querverwerfungen vorliegen, thatsächlich liegt fast jeder Pass und jede Quertheilung in diesen Hügelreihen an der Stelle einer grösseren oder kleineren Querverwerfung. Auch die Rinnsale der Bäche und kleinen Flüsse sind fast immer in diesen Querverwerfungen zu suchen. Gibson führt von mehreren Localitäten, wie z. B. von der Salisbury- und der Henry Nourse-Mine bei Johannesburg, Beispiele an, wo die goldführenden Schichten bei Johannesburg starkem Druck ausgesetzt gewesen sind, indem in den Conglomeraten die Geschiebe zerquetscht und flachgedrückt, das Cement ausgewalzt und schieferig geworden ist. Auch erwähnt Gibson, wie in der Salisbury-Mine das Hangende und Liegende der Conglomeratschichten glatt und polirt ist, gleichsam als ob die Schichten von Süden her übereinander geschoben wären. Ich machte ähnliche Beobachtungen am Klerksdorp-Main-Reef unweit Rietkuil, am Great Western-Reef auf dem plaats Elandslaagte am Vaalfluss unweit Reitzburg, sowie auch in einigen Gruben bei Johannesburg. Ich glaube aber, dass diese Harnische und Zerquetschungserscheinungen die Folge von Verwerfungen sind, bei welchen die bereits aufgerichteten Schichten der Witwatersrandserie an den Conglomeratschichten entlang (die Flächen minoris resistentiae) verschoben sind. Die Bewegung hat nach meiner Meinung nicht in der Richtung von Süden nach Norden, sondern von Norden nach Süden stattgefunden, ist aber eine einfache treppenförmige Absenkung (Staffelbruch) nach dem Muldentiefsten. Überall, wo bei Johannesburg und unweit Rietkuil die Ausbeutung der goldführenden Conglomerate bis zu grosser Tiefe fortgesetzt ist, hat man gefunden, dass das Einfallen, je tiefer man kommt, je geringer wird. So wurde von mir in der Robinson-Mine bei Johannesburg wahrgenommen, dass das Einfallen der Schichten, welches an der Oberfläche 82° nach Süden beträgt, in 190 Fuss Tiefe auf 52° und in 210 Fuss Tiefe auf 36° S. zurückgegangen ist. Dieses rasche Verflachen ist bei Schichten, welche nicht weit entfernt von den Rändern einer Grabenversenkung vorkommen, leicht zu erklären, indem die scharfe Aufbiegung der Schichten als Schichtenschleppung betrachtet werden muss.

Gänge von Eruptivgesteinen scheinen in den Witwaters-

randschichten nicht häufig zu sein. Gibson (l. c. p. 427) erwähnt Gänge von Diorit, welche in der Vogelstruis-Mine westlich von Johannesburg und in der Jumper-Grube östlich von Johannesburg die goldführenden Schichten durchsetzen. In dem Gebiet der Vaalfluss-Goldfelder fand ich bei Elandslaagte einen Gang von Plagioklasporphyrit das Great Western-Reef durchquerend.

Die Lagerungsverhältnisse (vergl. die Profile Fig. 1 u. 2) der Witwatersrandschichten in den Klerksdorp-Goldfeldern und in den Vaalfluss-Goldfeldern sind nicht so einfach als am eigentlichen Witwatersrand, indem bei jenen die Schichten nicht nur verworfen, sondern auch mehr oder weniger gebogen und in Falten gelegt sind.

2. Der Witwatersrand-Mandelstein.

Der Ablagerung der Witwatersrandschichten folgte eine Überfluthung von basischen Eruptivgesteinen, Diabas- und Melaphyrmandelsteinen, sowie auch Diabasen und Porphyriten, welche eine Decke von bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit bilden. Die Mächtigkeit dieser Mandelsteindecke schätze ich in der Nähe von Klerksdorp auf 900 m, in der Nähe von Reitzburg auf 700 m und bei Klipriviersberg südlich von Johannesburg auf 400 m. Wahrscheinlich besitzt diese Decke weiter westlich und südwestlich eine noch grössere Mächtigkeit, während sie nach Norden auszukeilen scheint. Meine Auffassung stimmt mit derjenigen von Penning (l. c. (β) Pl. XV) überein, welcher diesen Mandelstein, von ihm Dolerit genannt, seine Witwatersrand-beds concordant überlagern lässt. Auch Schenck (l. c. (α) p. 577) erwähnt, wie die Witwatersrandschichten am Suikerboschrand und am Heidelbergrand von einem feinkörnigen harten Grünstein überlagert werden. Auch auf Maidment's[1] Karte sieht man, wie die Witwatersrandschichten südlich von Johannesburg bei Klipriviersberg von einem Grünsteinstrom (nach Maidment Diorit) überdeckt werden. Wahrscheinlich gehören hierzu auch die von Cohen

[1] C. Maidment, First published geological Map of the Goldfields of Witwatersrand, Transvaal 1890. Karte und Profil A B. Der zugehörige Text enthält ein Bild über das Entstehen von diesem Theil Südafrikas, welches verwehrt, die Phantasie des Autors gering zu schätzen.

gesammelten, von DAHMS l. c. p. 126 beschriebenen Augitporphyrite und Mandelsteine aus dem Gebiet der Sandsteinformation (Witwatersrandschichten) zwischen Potchefstroom und Walmarans. GIBSON sieht in diesen Eruptivgesteinen theilweise Gänge, theilweise Ströme jüngeren Alters, welche er mit dem Namen „basaltic rock“, wie bei Klipriviersberg, oder allgemeiner „igneous rock“, wie westlich von Reitzburg, belegt. In ALFORD's „Geological Features of the Transvaal“, in welchem Buch übrigens allgemeine Betrachtungen und grosse Generalisationen weit über die Thatsachen die Überhand haben, werden diese mächtigen Eruptivgesteine nicht erwähnt.

In der Umgegend von Klerksdorp ist der Mandelstein am Besten aufgeschlossen im Bett des Schoonspruit unterhalb der Ortschaft Klerksdorp, wo das Gestein in groben Schichten ansteht. Es ist hier ein typischer Diabasmandelstein, stellenweise mit faustgrossen Mandeln, in welchen Quarz als Ausfüllungsmasse die Oberhand hat. Die Mandeln sind gewöhnlich von Chlorit umrandet. Die grösseren Mandeln sind oft mit Chalcedon gefüllt. Unmittelbar über Alt-Klerksdorp erhebt sich eine Reihe von etwa 60—70 m hohen steilen Hügeln, welche sich in NS.-Richtung erstreckt. Diese Hügel bestehen aus Quarzporphyrit, welcher hier sehr wahrscheinlich als ein mächtiger Gang den Mandelstein durchquert. Dieser Porphyrit hat sehr viel Ähnlichkeit mit dem Quarzporphyrit des Makwassieberges, welcher südwestlich von Klerksdorp jenseits des Granitgebiets einen sehr mächtigen Gang im Mandelstein bildet, dessen Ausgehendes als mehrere dem Vaalfluss parallele Hügelreihen in südwestlicher Richtung von COHEN über eine Distanz von 105 km verfolgt werden konnte. Dieser Porphyrit wurde von HÜBNER[1] schon richtig als ein plagioklasführender Quarzporphyrit erkannt, später aber eingehender mikroskopisch von DAHMS[2] untersucht. Indem auf diese Abhandlung verwiesen wird, möge hier eine kurze Charakteristik des betreffenden Gesteins folgen, welche von der Beschreibung von DAHMS in einigen Punkten abweicht.

Das Gestein erscheint angeschlagen recht frisch und

---

[1] A. HÜBNER, Geogn. Skizzen von den südafrikanischen Diamanten-Districten. PETERMANN's Mitth. XVII. p. 82. 1871.

[2] P. DAHMS, l. c. p. 108.

besitzt eine 4—12 mm dicke graue bis rothbraune Verwitterungsrinde, welche durch die relativ schnelle Zersetzung des Feldspathes und das Hervortreten der Quarzkörner löcherig aussieht und dem Gestein auf einige Entfernung eine täuschende Ähnlichkeit verleiht mit einigen im Transvaal sehr häufigen Arten von Diabasmandelsteinen.

Makroskopisch kann man in den grauen (mit einem Stich ins Grünliche) Grundmassen, welche Dahms recht zutreffend hornsteinartig nennt, nur Feldspathkrystalle, meistens mit recht deutlicher Zwillingsriefung, welche eine Grösse von 8 mm nicht übertreffen, und derbe Quarzkörner, welche an Grösse den Feldspathkrystallen im Allgemeinen etwas nachstehen, sowie schwarzgraue Körnchen, die Leukoxenpartien, unterscheiden.

Mikroskopisch erwies sich das Gestein stark zersetzt.

Von Gemengtheilen der älteren Generation, den Einsprenglingen, wurde gefunden Plagioklas, Quarz, Hornblende, Apatit und Titaneisenerz.

Vollständig frischer Apatit tritt ziemlich häufig in recht stattlichen quergegliederten Säulen (bis zu 0,08 mm im Diameter) auf und wird als zuerst ausgeschiedene Verbindung in sämmtlichen anderen, namentlich häufig in Titaneisen und in der Grundmasse gefunden.

Titaneisen ist recht häufig in tafelförmigen Krystallen mit einer Durchschnittsgrösse von 0,04 mm. Die Krystalle sind innen, theilweise oder ganz, in Titanit umgewandelt, und zwar gewöhnlich in das bekannte, Leukoxen genannte Mikroaggregat von Titanit, hin und wieder aber auch in Aggregate von deutlich unterscheidbaren Titanitkryställchen. In den theilweise in Leukoxen umgewandelten ist der bekannte lamellare Bau nach R $\{10\bar{1}1\}$ prachtvoll ausgeprägt.

Von den übrigen gefärbten primären Gemengtheilen konnten mit Sicherheit nur durch ihre Krystallform, namentlich in Querschnitten, Hornblende erkannt werden. Von der Hornblendesubstanz selbst war keine Spur mehr vorhanden; gewöhnlich ist der früher von Hornblende eingenommene Raum mit einem Aggregat von filzartig verwobenen Chloritkrystallen erfüllt, in welches von den Kanten fast farblose Epidotkrystalle hineinragen; häufig haben sich auch in diesem Raum secundärer Aktinolith und Calcit angesiedelt.

Die Feldspatheinsprenglinge, deren grösste Dimensionen bis 8 mm gehen, bestehen aus Plagioklas; Orthoklas konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Aus der Auslöschungsschiefe, sowie aus dem bedeutenden Natrongehalt bei sehr geringem Calciumgehalt wurde geschlossen, dass dieser Feldspath in der Plagioklasreihe eine Stelle nicht weit von dem Albit entfernt einnehmen wird, wie Dahms übrigens auch schon richtig angegeben hat. Obwohl das gewöhnliche Zwillingsgesetz stark vorherrscht, kommen auch Combinationen von diesem Albitgesetz mit dem Periklingesetz vor; einmal wurde beobachtet, dass derartige Gitterzwillinge nach dem Bavenoer Gesetz wiederum verzwillingt waren. Der Plagioklas ist trübe und ziemlich stark zersetzt unter Bildung von Epidotkörnchen und Muscovitblättchen. Der Quarz, dessen Menge unter den Einsprenglingen bedeutender Abwechselung unterliegt, kommt in gerundeten Körnern vor von ziemlich gleichmässiger Grösse (im Mittel 3 mm, fast nie unter 0,5 mm). Die Quarzkörner sind ganz frisch und besitzen ziemlich reichlich Flüssigkeitseinschlüsse, welche von Dahms (l. c. p. 109) näher beschrieben sind.

Die Grundmasse bestand ursprünglich wahrscheinlich vorwiegend aus Plagioklas mit zwischengeklemmtem Quarz, welcher auch oft mikropegmatitisch mit dem Feldspath verwachsen war. Jetzt ist aber die Grundmasse stark zersetzt und als secundäre Mineralien sind Epidot, Chlorit, Aktinolith in garbenförmig vereinigten Nadeln und Calcit entstanden.

Interessant ist, wie in der Mandelsteindecke, welche ringsum der Witwatersrandserie unweit Vredefort ansteht, nach der Mitte der Decke zu der Mandelstein porphyrisch wird und allmählich in einen mandelfreien Plagioklasporphyrit übergeht (vergl. p. 267).

Ich untersuchte Gesteine aus dieser Mandelsteindecke, welche von mir unweit de Wets-drift geschlagen wurden. Der **Diabasmandelstein**, welcher also den unteren und den oberen Theil der Decke bildet, besitzt ophitische Structur, ist aber sehr stark zersetzt unter Bildung von reichlichem Calcit und schilfigem strahlsteinartigem Amphibol nebst Chlorit, Epidot in auffallend grossen Krystallen und Quarz. Frischer Augit ist gar nicht mehr vorhanden. Der Plagioklas ist verhält-

nissmässig frisch, obwohl auch secundär in diesem Feldspath viel Muscovit, Epidot und Calcit ausgeschieden ist. Die kleinen Mandeln sind ganz mit Calcit ausgefüllt, in den grösseren ist die Reihenfolge der in concentrischen Schichten abgelagerten Mineralien von aussen nach innen: Calcit, Opal wechsellagernd mit Quarzmosaikbändern, Opal. Das Gestein ist ganz mit Calcit durchtränkt, wie das heftige Aufbrausen auch an den anscheinend mandelsteinfreien Stellen bei Betupfung mit Salzsäure beweist. Nach der Mitte der Decke zu geht dieses Gestein allmählich in einen Plagioklasporphyrit-Mandelstein über, in dem grosse bis 2½ cm lange und 2 mm breite Plagioklaseinsprenglinge auftreten und gleichzeitig die Mandeln an Anzahl abnehmen. In der Mitte der Mandelsteindecke findet man schliesslich einen mandelfreien Plagioklasporphyrit. Der porphyrische Plagioklas ist kalkarm und ihm wird eine Stelle in der Oligoklasreihe zukommen. In diesem Porphyrit gelangen unter den secundären Gemengtheilen Aktinolithgarben zu grosser Herrschaft.

Ausserhalb der Witwatersrandmulde wurde dieser Mandelstein in nördlicher Richtung bis jetzt noch nicht wahrgenommen. Nicht unwahrscheinlich jedoch ist die ausgedehnte Mandelsteindecke, welche südwestlich von Klerksdorp am rechten Vaalufer jenseits des Granitgebietes auftritt und sich, wie es scheint, fast ohne Unterbrechung bis in Griqualand-West ausdehnt, diesem Witwatersrandmandelstein äquivalent. Jener Mandelstein soll direct vom Malmanidolomit überlagert werden. Auch Cohen[1] rechnet jene von ihm „Vaalgesteine" genannten Mandelsteine zu der Cap-Formation, während Moulle[2] sie in den viel jüngeren mittleren Theil der Karoo-Formation verlegt.

3. Die Boschrand-Serie.

Unter dem Namen Boschrandserie wird hier ein System von Schiefern, Sandsteinen, quarzitischen Sandsteinen und

[1] E. Cohen, Brief aus Klipdrift. Dies. Jahrb. 1873. p. 52 (α) und Geogn.-petrogr. Skizzen aus Südafrika. II. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. V. p. 210. 1887 (β).

[2] M. A. Moulle, Mémoire sur la géologie générale et sur les mines de diamants de l'Afrique du Sud. Annales des Mines. Série VII. 1885. p. 237.

goldführenden Conglomeraten zusammengefasst, welches auf dem Witwatersrandmandelstein ruht. Diese Serie ist identisch mit PENNING's „Black Reef Series“ [1], welche dieser Forscher an die Basis seiner „Klipriver-Formation“ stellt. Black Reef wird die Conglomeratschicht genannt, welche südlich von Johannesburg in diesem Schichtensystem abgebaut wird. Das Conglomerat von Black Reef besitzt einen geringeren Goldgehalt als die Conglomerate aus der Witwatersrandserie bei Johannesburg. Bei Klerksdorp sind dagegen die Conglomerate der Boschrandserie reicher als diejenigen der Witwatersrandserie und die Hauptproduction fiel im Jahre 1890 auf dieses Schichtensystem. Das Ausgehende der Schichten der Boschrandserie ist 5 km östlich von Klerksdorp als niedriger, fast senkrechter nach Westen gewendeter Absturz meilenweit zu verfolgen. Dieser wie eine Mauer hervortretende Absturz ist im Gegensatz zu der umgebenden öden Ebene mit „bosch“ (= Wald) bewachsen, daher der Name „Boschrand“ [2].

Die Thonschiefer der Boschrandserie sind verschieden von denjenigen der Witwatersrandserie; gewöhnlich sind sie ärmer an Eisen und daher weniger roth oder braun gefärbt; sehr häufig sind sie fettig beim Anfühlen und in diesem Fall ausserordentlich reich an winzigen Sericitschüppchen. Einstimmig sind die Goldgräber in ihrem Urtheil, dass die Conglomerate der Boschrandserie von denjenigen der Witwatersrandserie leicht zu unterscheiden seien, indem die durchsichtigen oder hellgefärbten Quarzgeschiebe, welche in den Conglomeraten der Witwatersrandserie am häufigsten sind, hier nur spärlich vorkommen, und anstatt dieser trübe, weniger durchsichtige und dunkel gefärbte (daher der Name Black Reef) Quarzgeschiebe auftreten. Auch fand ich in dem Banket der Ariston G. M. C. am Boschrand unweit Klerksdorp Hornstein- und Chalcedongeschiebe, sowie auch zahlreiche Quarzite, wie ich diese in den „banket reefs“ der Witwatersrandserie niemals beobachtete. Diese Thatsachen veranlassten mich, die Boschrandserie, in welcher Auffassung ich mit PENNING

[1] W. H. PENNING, l. c. p. 456 u. Pl. XV.

[2] Jede längere aus der Ebene hervorragende Klippenreihe oder Gesteinswall, an welcher der Transvaal, namentlich im Gebiet der Cap-Formation, so reich ist, wird von den Buren ein randje genannt.

übereinstimme, als ein jüngeres conglomeratführendes Schichtensystem zu betrachten, welches durch die oben beschriebene Diabasmandelsteindecke von der Witwatersrandserie getrennt ist. Allerdings muss ich gestehen, dass ich diese Frage nach der Stellung der Boschrandserie noch mehr oder weniger als eine offene betrachte, indem bei meinem kurzen Verweilen das beobachtete Material nicht genügte, die Frage endgiltig zu erledigen. Gibson vereinigte die Boschrandserie mit der Witwatersrandserie. Auf Maidment's Karte wird die Black Reef Serie als eine besondere Serie über dem Grünstein eingetragen.

b) Die obere Cap-Formation.

1. Der Malmanidolomit.

Dieser Dolomit besteht durchweg aus dunkelblauen bis blauschwarzen Dolomitschichten von 10—40 cm Mächtigkeit, welche mit dünnen Schichten von Hornstein und Chalcedon abwechseln. In dem unteren Theil dieser Formation sind die Dolomitschichten mächtiger als in dem oberen; immer bleiben sie aber mächtiger als die eingeschalteten Hornsteinschichten. Indem die Hornsteinschichten der abtragenden Wirkung von Wasser und Wind mehr Widerstand leisten, sowie auch in Wasser weit weniger löslich sind als die Dolomitschichten, treten die Hornsteinschichten wie Rippen aus dem Gestein hervor, wodurch das ganze Schichtensystem, aus der Ferne gesehen, deutlich gebändert erscheint. Wo, wie dies durchgehends der Fall ist, dieser Dolomit horizontal oder schwach geneigt liegt, bildet er steile, oft schwierig zugängliche Klippen. Die Oberfläche ist, soweit sie nicht mit Flugsand bedeckt ist, rauh und scharf, und erinnert an eine Karstlandschaft. Sehr zutreffend wird dieses Gestein von den Buren „olifantsklip“ genannt, indem die rauhe Oberfläche oft einer Elephantenhaut täuschend ähnlich sieht. Unterirdische Höhlen und Erdfälle (Dolinen), die „wondergaten“, sind sehr häufig in diesem Gestein. Dieser Dolomit ist zweifelsohne der wichtigste Wasserspender der südafrikanischen Republik und entschieden ist er als solcher von hervorragender ökonomischer Bedeutung. Die ausgiebigen Wassermengen, welche in den Regenmonaten von December bis März in dem mittleren

Transvaal zu fallen pflegen, sickern in dem zerklüfteten Dolomit sehr schnell ein, werden aber langsam wieder abgegeben, indem das Wasser bei den liegenden, für Wasser weniger durchlässigen Schichten abfliesst und rings um das Dolomitgebiet in einer Menge von ausgiebigen Quellen wieder zum Vorschein kommt. Ohne weit fehl zu gehen, kann man sagen, dass alle perennirenden Flüsse im mittleren Transvaal ihren Ursprung in diesem Dolomitgebiet haben. Die kleineren Quellen werden von den Buren „fontein", die grösseren „oog" genannt, wie z. B. Hartebeestfontein, die Quelle des in den Schoonspruit mündenden Hartebeestbachs, Malopo-oog, Malmanioog etc. Oft fliessen auch Bäche und Flüsse meilenweit unterirdisch in dem Gebiete dieser Formation; so soll der Mooifluss nicht weniger als 64 km unterirdisch unter dem Dolomit fliessen[1]. Die schönen Thäler des Groot- und Klein-Marico, die Ufer des Mooiflusses, die Pretoria-Ebene verdanken ihre grosse Fruchtbarkeit diesen herrlichen, das ganze Jahr fliessenden, krystallklaren Gewässern.

Wo dieser Dolomit horizontal liegt, bildet er, trotz seiner relativ grösseren Löslichkeit und geringen Härte, ein resistentes und desshalb in der Landschaft hervortretendes Element, indem die Hornsteinschichten jedesmal der abtragenden Wirkung von Wasser und Wind ein bedeutendes Hinderniss entgegenstellen; ganz anders verhält sich natürlich die Sache, sobald die Dolomitschichten steil aufgerichtet sind. Jetzt fallen die Hornsteinplatten, sobald die dazwischen eingelagerten Dolomitschichten bis zu einiger Tiefe ausgewittert und fortgeführt sind, leicht zusammen und die Abtragung des ganzen Gesteins schreitet rasch fort. Deshalb findet man den folgenden Gegensatz: wo die Dolomitschichten horizontal oder wenig geneigt liegen, bildet die Dolomitformation ein hervorragendes, weithin sichtbares Element in der Landschaft, wo die Dolomitschichten vertical stehen oder bedeutend gehoben sind, hat man den Dolomit in den Niederungen zu suchen und ist er durchweg von jüngeren alluvialen oder aeolischen Bildungen dem Auge entzogen. So tritt der Dolomitzug,

[1] A. Rehmann, Das Transvaalgebiet des südl. Afrika in physik.-geogr. Beziehung. Mitth. der k. k. geogr. Ges. in Wien. Sep.-Abdr. p. 37, wo er übrigens Hübner, Peterm. Mitth. 1872. p. 425, nachschreibt.

welcher, über den Schichten der Boschrandserie liegend, das Granitmassiv von Vredefort halbkreisförmig umgiebt, nur dort zu Tage, wo der Vaalfluss ihn bei de Wetsdrift durchquert. Im Flussbett stehen die Köpfe der fast genau saiger stehenden Dolomit- und Hornsteinschichten an. Nirgendwo kann man die Mächtigkeit, welche dort ungefähr 600 m beträgt, und den feineren Bau dieser Formation so gut studiren wie dort, allerdings nur bei niedrigem Wasserstande. Ausserhalb des eigentlichen Flussbettes, wie das Profil an den beiden Steilufern deutlich zeigt, ist aber die Dolomitformation spurlos unter Schutt und Sand verschwunden und in der sandigen Ebene, welche die Mandelstein- und Porphyrithügel umgiebt, verräth nichts die Existenz von der in geringer Tiefe anstehenden Dolomitformation. Wie später dargethan werden wird, befindet sich die Dolomitformation im Transvaal fast überall in schwebender oder wenig geneigter Lage.

Eruptivgesteine sind im Gebiet der Malmanidolomite nicht häufig und ein unzweifelhafter Gang im Malmanidolomit wurde sogar nirgends von mir beobachtet. Das einzige mir bekannte Beispiel wird von Cohen[1] angeführt, welcher wahrscheinlich gangförmig in diesem Dolomit auftretenden Diabas am Matchavis(?)spruit und Syenitporphyr bei Wonderfontein gesammelt hat.

Zwar fand ich in dem westlichen Theil des Hoogevelds zwischen Hartebeestfontein und Malmani an mehreren Stellen anstehenden Diabas, aber es war bei dem vollständigen Fehlen von Aufschlüssen und bei der mächtigen Sandbedeckung doch nicht möglich, mit Sicherheit zu entscheiden, ob dieser Diabas factisch dem Dolomit oder dem an vielen Stellen zu Tage tretenden Schiefer der alten Schieferformation angehört. Im Dorfe Otto's hoop kommt ein breiter Streifen von Quarzamphibolgabbro zu Tage, welcher sich von Norden nach Süden erstreckt und an beiden Seiten von Dolomit eingeschlossen wird. Es ist nicht unmöglich, dass man es hier mit einem mächtigen Gang im Dolomit zu thun hat; jedoch macht das Vorkommen mehr den Eindruck, als ob hier eine ältere Gebirgsinsel vorliegt, gegen welche ringsum die Dolomitschichten

---

[1] P. Dahms, l. c. p. 128.

absetzen. Dieser Quarzamphibolgabbro ist ein prachtvolles Gestein. Das sehr feste, mittelkörnige Gestein besitzt eine rostbraune Verwitterungsrinde. Die Structur ist körnig, nicht ophitisch. Die mineralogische Zusammensetzung ist die folgende: Erz ist in grossen Körnern vorhanden, welche bis 1 mm Durchschnitt erreichen. Grösstentheils ist das Erz Pyrit, zum Theil aber auch Magnetit, häufig in Zwillingen nach O {111}. Unregelmässige Lappen von stark pleochroitischem, frischem Biotit liegen häufig direct an die Erzkörnchen angelagert. In dem Biotit kommen Sagenitgewebe von Rutil vor, sowie auch häufig Apatitsäulchen.

Pleochroitische Höfe[1] um Titaniteinschlüsse sind namentlich in den in Chlorit umgewandelten Krystallen deutlich.

Von den übrigen dunkeln Gemengtheilen herrscht ein diallagartiger Augit über Hornblende vor. Dieser diallagartige Augit ist gestreift (Theilbarkeit?) nach 0P {001} und viel weniger deutlich auch nach ∞P∞ {100}. Zwillinge nach ∞P∞ {100} sind sehr häufig. Primäre Hornblende ist immer vorhanden, aber in sehr abwechselnder Quantität. Während bisweilen der Amphibol nur sehr vereinzelt vorkommt, fand ich in anderen Handstücken den Amphibol dem Augit kaum in Quantität nachstehend. Dieser Amphibol ist kräftig pleochroitisch und zwar ist im polarisirten Licht die Farbe für Strahlen, welche schwingen, parallel $\mathfrak{a}$ = hellgrünlichgelb oder hellgrünlichgrau, genau die Farbe, welche der diallagartige Augit in allen Richtungen besitzt, parallel $\mathfrak{b}$ = olivengrün und parallel $\mathfrak{c}$ = dunkelgrün. Sehr interessant sind regelmässige Verwachsungen von diallagartigem Augit, primärem, massigem Amphibol und Biotit in der Weise, dass die Verticalaxen und die Flächen ∞P∞ {100} bei Hornblende und Augit parallel stehen und der Biotit mit seiner Spaltungsfläche 0P {001} parallel dieser Fläche ∞P∞ {100} von Hornblende und Augit steht. Der Plagioklas zeigt häufig die gewöhnliche Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz combinirt mit demjenigen nach dem Periklingesetz. Häufig sind gestreifte oder gegitterte Zwillinge von Plagioklas wieder nach dem Karls-

[1] Pleochroitische Höfe, welche bei vollständiger Chloritisirung des Biotits noch erhalten waren, beschrieb COHEN aus dem Granitporphyr von Urbeis im Unterelsass. Dies. Jahrb. 1888. I. p. 166.

bader oder Bavenoer Gesetz verzwillingt. Der Quarz ist namentlich mit Feldspath verwachsen vorhanden; das Gestein ist durchspickt mit grösseren und kleineren Partieen von mikropegmatitisch verwachsenem Quarz- und Feldspath, welche ohne selbständige Begrenzung zwischen den übrigen Gemengtheilen eingeklemmt liegen.

Das Gestein ist frisch; stellenweise ist der Plagioklas unter Bildung von Muscovit und Epidot, ferner der Diallag unter Bildung von strahlsteinartigem Amphibol zersetzt.

Die Dolomitformation in Südafrika ist bereits von vielen Autoren erwähnt und beschrieben worden. Vergleicht man diese Beschreibungen, so kommt man zu dem Resultat, dass der Malmanidolomit weit verbreitet ist und überall denselben leicht erkennbaren Charakter besitzt. Als typisches Glied in der Schichtenfolge wird dieser Dolomit für das Studium der stratigraphischen Geologie Südafrikas von hervorragendem Nutzen sein, indem in einer Reihenfolge von fossillosen Formationen ein Schichtensystem, das auf sehr weite Entfernungen verbreitet ist und ganz zweifellos zusammengehört, als Ausgangspunkt bei künftigen stratigraphischen Untersuchungen gewählt zu werden verdient. Stratigraphisch steht bis jetzt nur Folgendes fest: auf eine Formation von Granit und krystallinen Schiefern folgen zwei oder mehrere Systeme durch das Auftreten von Thonschiefern, Quarziten, Sandsteinen, zum Theil auch Conglomeraten, ausgezeichneter Ablagerungen; von diesen Formationen kann man nicht mehr mit Sicherheit behaupten, als dass sie jünger sind als die krystallinen Schiefer und älter als die ganz horizontal liegenden kohlenführenden Schichten, welche letztere mesozoisch und zwar wahrscheinlich triassisch sind. In diesem vortriassischen Schichtencomplex stellt der Malmanidolomit, welcher offenbar einer weitgehenden Transgression seine Entstehung verdankt, das einzige überall leicht kenntliche und auf sehr weite Strecken bekannte Schichtensystem dar. Die erste Frage, welche man meiner Meinung nach bei künftigen Untersuchungen im Transvaal zu entscheiden bestrebt sein muss, ist: welche Schichten sind älter und welche jünger als die Dolomittransgression?

Das geologische Alter dieser Dolomitformation ist nicht

bekannt. Nur an einer Stelle am Makwassispruit werden von Cohen[1] kieselige Bänke aus dieser Formation erwähnt, auf deren Verwitterungsflächen Abdrücke von Crinoideen, sowie von *Orthis*- und *Chonetes*-ähnlichen Brachiopoden hervortreten, welche für palaeozoisches Alter der Schichten sprechen. Was die Entstehung anbelangt, so betrachte ich den Malmanidolomit als eine unzweifelhafte Meeresablagerung, gebildet während einer bedeutenden Transgression, welche nach der Ablagerung und wahrscheinlich nach der nicht unbedeutenden Denudation der Schichten der Witwatersrandserie stattfand. Das sehr häufige Auftreten von Wellenfurchen spricht für Absatz aus seichtem Wasser; an vielen Stellen rechtfertigt die Lage des Dolomits die Hypothese, dass riffbauende Korallen einen Antheil an der Bildung dieses Gesteins gehabt haben mögen, welche Annahme übrigens auch bei dem bekannten häufigen Auftreten eines Dolomitisirungsprocesses in alten Korallenriffen in der Art des Gesteins selbst eine Stütze finden könnte.

Über die horizontale Verbreitung und die Lagerung des Malmanidolomits besitzen wir genauere Angaben, als über die übrigen an dem Aufbau der südafrikanischen Republik sich betheiligenden Formationen.

Im östlichen Transvaal hat Cohen den Dolomit beobachtet auf einem Höhenrücken westlich vom Watervaal-Fluss und auch etwas südlicher, die Spitze des 1710 m hohen Spitskop bildend. Der Dolomit liegt auf einem mächtigen System von Schiefern und Sandsteinen, Cohen's Schiefersandsteinformation, welche ich als das Aequivalent entweder von meiner alten Schieferformation allein oder von dieser Formation und der unteren Cap-Formation betrachte. Über die Beziehung zwischen dem Dolomit und der liegenden Schiefersandsteinformation sagt Cohen[2]: „Nach vollendeter Bildung der Schiefersandsteinformation müssen sehr bedeutende Niveauveränderungen eingetreten sein, bevor die Dolomitformation abgesetzt wurde.“ Obwohl so-

---

[1] P. Dahms l. c. p. 118.

[2] E. Cohen, Erläut. Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lijdenburg nach den Goldfeldern und von Lijdenburg nach der Delagoa-Bai im östlichen Südafrika. II. Jahresber. der geogr. Ges. in Hamburg, 1875. Separatabdruck p. 37. (γ)

wohl die Schichten der Schiefersandsteinformation als diejenigen des Dolomits annähernd horizontal liegen, besteht hier also Discordanz zwischen Dolomit und den liegenden Schiefern und Sandsteinen. Als identisch mit diesem Dolomit beschreibt Cohen[1] auch im Transvaal nördlich vom Boschveld zwischen Nijlfluss und Sukumpi wieder einen gleichartigen, ebenfalls durch zahlreiche Einlagerungen quarziger Schichten charakterisirten Dolomit, welcher auch hier Sandsteine überlagert. Zwischen dem Magaliesberg und dem Witwatersrand tritt dieser Dolomit auch, wie es scheint, in einem ostwestlich bei dem Nordrande des Halfway-house-Granitmassivs entlang verlaufenden schmalen Streifen auf. Ich fand ihn anstehend in der Ebene hinter der dritten Hügelreihe südlich von Pretoria, wo seine Beziehung zu den in jenen Hügeln anstehenden Schiefern und Sandsteinen der alten Schieferformation nicht mit vollständiger Sicherheit zu ermitteln war. Jedoch war die Lage der Schichten, obwohl etwas gestört, vorherrschend ungefähr die horizontale, indem die Schichten der alten Schieferformation bedeutend nach Norden einfallen. Dieses Verhalten, sowie die Thatsache, dass etwas mehr östlich der Apies-Fluss mit einer mächtigen Quelle aus diesem Dolomit entspringt, hat mich veranlasst, anzunehmen, dass hier eine Scholle von dem Malmanidolomit discordant auf der alten Schieferformation ruht (Profil EF Fig. 3). Diese Scholle setzt nach Süden gegen das Granitmassiv von Halfway-house ab und ist wahrscheinlich durch eine O.—W. streichende Verwerfung an dem Nordrande dieses Granitmassivs abgesunken. Mehr westlich unweit Kromdraai im Quellgebiet des Limpopo ist dieser Dolomit viel mächtiger entwickelt. Er überlagert hier mit sehr schwacher Discordanz Thonschiefer und Quarzite der alten Schieferformation (Fig. 5), welche Schiefer 6 km östlicher auf Barnaarts plaats in Andalusit- und Chiastolithschiefer metamorphosirt sind. Die untersten Schichten des Dolomits, welche unmittelbar über den Chiastolith- und Andalusitschiefern liegen, sind reich an Tremolitkrystallen, deren Säulen ausgewittert

---

[1] E. Cohen, Die Goldfelder bei Marabastad. Dies. Jahrb. 1873. p. 512, (♂) und J. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad im nördlichen Transvaal. Dies. Jahrb. 1885. Beil.-Bd. IV. p. 114.

in der rauhen Oberfläche des Dolomits hervortreten. Obwohl bei Barnaarts plaats die Lagerung des Dolomits über den Schiefern und Quarziten eine anscheinend concordante ist, so spricht doch der Vergleich mit dem benachbarten Kromdraai- und mit dem Maricogebiet für eine nicht lückenlose Aufeinanderlagerung. In dem Maricogebiet liegt der Malmanidolomit horizontal auf dem nach Norden einfallenden Thonschiefer der alten Schieferformation (Fig. 4). Auch hier ist in den untersten Schichten des Dolomits Tremolit[1] eingesprengt. Auch 1½ km nordöstlich von Hartebeestfontein ist die discordante Lage des Malmanidolomits über den Schiefern und Sandsteinen der alten Schieferformation schön aufgeschlossen. In dem grossen Gebiet südwestlich vom Witwatersrand, zwischen Malmani und Potchefstroom im Stromgebiet des Harts-Flusses, besitzt der Malmanidolomit im Transvaal seine grösste Ausdehnung. Ich durchquerte dieses Gebiet hin und zurück längs des Weges von Klerksdorp nach Zeerust über Hartebeestfontein, wo das Dolomitplateau anfängt, Limoenfontein, Lichtenburg und Malmani. Diese Hochebene bildet die Wasserscheide zwischen Limpopo, Vaal- und Harts-Fluss. Ein merkwürdiger Punkt dieser Wasserscheide liegt unweit Malmani, wo zwei mächtige Quellen, Malmani-oog und Malopo-oog in geringer Entfernung (nach Anderson[2] beträgt diese Entfernung nicht mehr als 16 km) die Malmani- und Malopo-Flüsse entstehen lassen. Der Malmani vereinigt sich mit dem Marico-Fluss und mündet nachher in den Limpopo, sendet also seine Gewässer in den Indischen Ocean. Der Malopo mündet in den Oranje-Fluss und seine Gewässer erreichen also den Atlantischen Ocean. Diese Hochebene, Mauch's Hohes Feld, liegt im Mittel etwa 1650 m über dem Meeresspiegel, also wenig niedriger als Johannesburg. Der Dolomit liegt in diesem Gebiet zwar im Ganzen annähernd horizontal, scheint aber bedeutend verworfen zu sein. Die Ränder der in verschiedenem Niveau gelegenen Schollen sind jedesmal weithin als horizontal gebänderte Steil-

---

[1] Tremolit wird von Gürich als ein häufiges Mineral in Deutsch-Südwestafrika in krystallinischem Kalk eingesprengt angeführt. G. Gürich, Geol.-min. Mitth. aus Südwestafrika. Dies. Jahrb. 1890. I. p. 114.

[2] A. A. Anderson, Notes on the geography of South Central Africa. Proc. Royal geogr. Soc. VI. p. 31. 1884.

abfälle sichtbar; die Ebene selbst ist an vielen Stellen mit Sand oder mehr lehmigen alluvialen und aeolischen Bildungen bedeckt, welche in der Regenzeit einen leidlich guten Ackerboden liefern. Wo der Dolomit unbedeckt liegt, ist die Oberfläche immer rauh. Zwischen Lichtenburg und Malmani ist auf weite Strecken der Boden mit parallelen, wellenförmig verlaufenden, NW.—SO. streichenden Linien bedeckt, welche grosse Ähnlichkeit mit Wellenfurchen (ripple marks) besitzen. Am deutlichsten sind diese Wellenfurchen, wo Hornsteinschichten zu Tage treten, welche Schichten selbst dort schwach wellenförmig gebogen sind. In dieser Hochfläche treten, wie Holub bereits nachgewiesen hat, an mehreren Stellen die liegenden Thonschiefer zu Tage. Es sind dies nach Holub[1] phyllitische Thonschiefer, auf welchen dieser Forscher bei Gestopte-Fontein zahlreiche Boschjesman's-Zeichnungen fand, sammelte und zerstörte. Wie überall ist auf dieser Hochfläche der Dolomit vom Wasser stark ausgelaugt und fortgeführt, deshalb höhlenreich. Namentlich häufen sich die Höhlen in den unteren Teufen des Dolomits, wo er auf für Wasser weniger durchlässigem Schiefer ruht. Dort, also im Quellenniveau, sind die Höhlen zahlreich und oft ganz oder theilweise mit Erzen gefüllt. Derartige Erznester sind häufig im Quellengebiet des Groot- und Klein-Marico (vgl. p. 256). Wo Erze fehlen, ist in den Höhlen eine stalaktitische oder travertinartige Überkrustung häufig. Künftige Untersuchungen werden zweifelsohne in diesen Kalkhöhlen ein werthvolles Material für palaeontologische Studien finden, indem diese stalaktitischen Kalkkrusten oft sehr reich an gut erhaltenen Knochen sind. Ich konnte diese Thatsache beobachten in einer für ein gewisses Eintrittsgeld zugänglichen Höhle im Malmanidolomit auf Pretoria's plaats bei Kromdraai. Ausgegraben wurden die Knochen hier nicht, wohl oft molestirt, um die Neugier der Besucher zu befriedigen. Damals fehlten mir Zeit und Mittel für Höhlenuntersuchungen; ein in aller Eile aus dem Kalksinter herausgehauener Schädel erwies sich als zu einer noch jetzt in Südafrika

---

[1] E. Holub, Von der Capstadt ins Land der Maschukulumbe. I. p. 105, 108 u. f. 1890. Gestopte Fontein liegt an einem Wege von Hartebeestfontein nach Lichtenburg, welches westlich von dem von mir betretenen Wege liegt.

lebenden Affengattung gehörig. Mehr oder weniger zusammenhängend mit diesem grossen Dolomitgebiet des westlichen Transvaal erstreckt sich diese Formation mit gleichbleibendem Charakter noch weiter westlich bis British Betschuanaland und Griqualand-West, wo sie zufolge Stow[1] und Schenck[2] einen sehr beträchtlichen Antheil an der Zusammensetzung des Campbell-Randes hat.

Über das Auftreten und die Ausdehnung des Malmanidolomits ausserhalb der Witwatersrandmulde ist wenig bekannt. Penning[3] ist der einzige Forscher, der innerhalb dieser Mulde diesem Malmanidolomit, von ihm „chalcedolite" genannt, eine Stelle in dem unteren Theil seiner Kliprivierseries über den Blackreefseries einräumt. Auch auf Maidment's[4] Karte wird dieser Dolomit südlich von Johannesburg, die Blackreefserie überlagernd, angegeben. Schenck[5], welcher nur den östlichen, schmäleren Theil der Witwatersrandmulde zwischen Johannesburg und Heidelberg beschrieb, fand den Dolomit nicht und zog daraus den Schluss, dass diese Formation in der Witwatersrandmulde fehle. Wahrscheinlich wird die Sache hier so liegen, dass in diesem schmäleren Theil der Mulde die Dolomitschichten entweder gar nicht vorhanden sind, oder bei steiler Stellung in dem Muldentiefsten von jüngeren alluvialen und aeolischen Bildungen bedeckt sind. Gibson l. c. p. 405 erwähnt den Dolomit auch nicht, behauptet sogar entschieden unrichtig, dass dieses Gestein, von ihm „dark coloured limestone" genannt, nur im nördlichen Transvaal eine grosse Ausbreitung erlange. Thatsächlich liegt innerhalb der Witwatersrandmulde der Malmanidolomit immer über den jüngeren conglomeratführenden Schichten und sowohl bei Klerksdorp als rings um das Vredefortmassiv konnte ich in den Schichten der Cap-Formation immer von unten nach oben diese Reihenfolge wahrnehmen: Witwatersrandserie, Mandelstein oder dichter Diabas, Blackreef oder Boschrand-

[1] G. W. Stow, Notes upon Griqualand-West. Quart. Journ. geol. Soc. XXX. p. 581. Karte Pl. XXXV. 1874.

[2] A. Schenck, l. c. (β) p. 227.

[3] W. H. Penning l. c. (β) p. 436.

[4] Maidment l. c. Karte und Profil C D.

[5] A. Schenck l. c. (α) p. 578.

serie, Malmanidolomit. Von grosser Bedeutung ist die Frage, ob diese Schichtenfolge eine ununterbrochene ist, ob also der Malmanidolomit concordant und ohne Unterbrechung auf den Schichten der Boschrandserie folgt. Ist dies der Fall, so ist auch die Stellung dieses für die Stratigraphie so wichtigen Schichtengliedes zu den älteren Schichten festgelegt. Von Penning wird diese ununterbrochene Reihenfolge als feststehend angenommen und auch aus meinen Wahrnehmungen bei de Wets-drift (Fig. 1) bin ich geneigt, denselben Schluss zu ziehen. Bei dem Boschrand unweit Klerksdorp (Fig. 1) ist eine Entscheidung bei dem geringen Einfallen der Schichten schwierig zu treffen, indem der Dolomit dort stärker zerfressen, local gestört und obendrein nicht gut aufgeschlossen ist. Fest steht aber, dass dort die Schichten der Boschrandserie nicht gegen den Dolomit absetzen, sondern ungestört unter ihm einschiessen. Aus meinen Beobachtungen ziehe ich den Schluss, dass in der Witwatersrandmulde der Dolomit unmittelbar über den Schichten der Boschrandserie liegt (wobei ich es dahingestellt sein lasse, ob diese Aufeinanderfolge eine zeitlich ununterbrochene ist) und dass der Malmanidolomit älter als die Witwatersrandmulde sein muss, indem er von allen Verwerfungen und Biegungen betroffen worden ist, welche die Bildung dieser Mulde verursacht haben. Die Thatsache, dass dieser Dolomit ausserhalb der Witwatersrandmulde weit über ältere Formationen übergreift und den Charakter einer transgredirenden Schicht trägt, rechtfertigt eine Zweitheilung der Cap-Formation in dem Sinne, wie sie bereits früher von Schenck vorgeschlagen wurde. Die ältere Abtheilung umfasst also die goldführenden Schichtensysteme, die Witwatersrandserie, die Boschrandserie und die zwischen diesen beiden eingeschaltete Diabas- und Mandelsteindecke; die jüngere Abtheilung beginnt mit dem Malmanidolomit.

Gleichfalls wichtig ist es zu ermitteln, welche Schichten in Bezug auf das Alter auf den Malmanidolomit folgen. Recht verschieden ist der Horizont, welcher dem Malmanidolomit von den Forschern in der Reihe der in der südafrikanischen Republik bekannt gewordenen Formationen angewiesen worden ist. Mauch theilt l. c. p. 18 mit, dass im westlichen Transvaal der Dolomit durchweg horizontal in ungeheurer

Ausdehnung und in bedeutender Mächtigkeit auf der alten Schieferformation ruht, was vollständig richtig ist. Diesen Dolomit überlagernde Schichten erwähnt er nicht. HÜBNER[1] beansprucht für den Malmanidolomit ein sehr hohes Alter, indem er ihn ein entschieden metamorphisches Gestein nennt, offenbar nur, weil er an dem betreffenden Orte krystallinisch-körnig war. Wichtig ist die Angabe HÜBNER's, dass von Holfontein nördlich Sedimentgesteine, vorzugsweise Quarzite, auf dem Dolomit auflagern. SCHENCK l. c. (β) p. 227 theilt mit, dass an vielen Orten die Dolomitformation das jüngste Glied der Cap-Formation darstellt, an anderen (z. B. in den Drakensbergen im östlichen Transvaal) jedoch den Schichten derselben eingelagert ist. COHEN citirt l. c. (γ) p. 19 nur einen Fall als Ausnahme, wo von ihm der Dolomit von jüngeren Schichten überlagert gefunden wurde. ALFORD l. c. p. 5 nennt diesen Dolomit älter als die goldführenden Schichten der unteren Cap-Formation und stellt ihn in das Schichtensystem, welches mit unserer „alten Schieferformation" übereinstimmen würde. Bei dieser Eintheilung, sowie bei der vollständig ungenügenden Beschreibung des Gesteins negirt er vollständig die von früheren Forschern, als MAUCH, COHEN und SCHENCK, publicirten Beobachtungen und Beschreibungen. ALFORD beschreibt den Malmanidolomit (eine etwaige Verwechselung mit einem anderen Gestein ist unmöglich, da er den einheimischen Namen „elephant rock = olifantsklip" und dessen Bedeutung dazu anführt) als ein „calcareous quartzite, passing in some places into dolomite". Diese Angabe ist unrichtig, indem das Gestein durchweg ein normaler Dolomit ist, dessen Schichten mit Hornsteinschichten wechsellagern. Analysen von typischem Material aus der Umgegend von Lichtenburg gaben mir die Zusammensetzung eines normalen Dolomits mit etwa 4 % Kieselsäure. Nur dort, wo die Hornsteinschichten zahlreich und die Dolomitschichten dünner sind, ist allerdings, namentlich an Stellen, wo die Verwitterung stark eingegriffen hat, der Dolomit nicht selten bedeutend durch Kieselsäure imprägnirt. Übrigens betrachtet ALFORD

[1] A. HÜBNER, Geogn. Skizzen aus Südwestafrika. PETERM. Mitth. XVIII. p. 425. 1872.

diesen Dolomit als ein Contactgestein, entstanden im Contact von Eruptivgesteinen mit „clayshales, mudstones, flagstones and compact quartzites".

Penning[1], welcher seiner Beschreibung nach zu urtheilen, wohl hauptsächlich recht hornsteinreiche Partieen von diesem Malmanidolomit gesehen hat, giebt dem Gestein den Namen „chalcedolite". Er stellt diesen Dolomit mit der Black Reef-Series an die Basis seiner Klipriver-Series, welche hauptsächlich aus Schiefern, Sandsteinen und Quarziten ohne goldführende Conglomerate besteht, die dem Malmanidolomit aufgelagert sind. Diese sollen nach Penning sowohl in der Witwatersrandmulde als auch nördlich von dem Halfway-house-Sattel in der Umgegend von Pretoria ein mächtiges Schichtensystem über dem Dolomit bilden. Was die Umgegend von Pretoria anbelangt, theile ich (vergl. p. 205) Penning's Auffassung nicht und betrachte die betreffenden Schichten als viel älter, der alten Schieferformation zugehörend; was diese Schichten innerhalb der Witwatersrandmulde anbelangt, werde ich mich vorläufig Penning's Auffassung anschliessen, indem ich nur sehr wenige Beobachtungen in dem Gebiet derselben machen konnte und diese nicht mit Penning's Auffassung wohl vereinbar sind. Ich schlage für diesen, was seine Stellung und Selbständigkeit anbelangt, noch etwas fraglichen Schichtencomplex den Namen

2. Gatsrand-Serie

vor, welcher schon früher l. c. (α) p. 342 von mir gebraucht und deshalb gewählt wurde, weil diese Schichten am Gatsrand typisch entwickelt sind. Der Gatsrand scheint zu bestehen aus einem doppelten System von Hügelreihen zu beiden Seiten der Axe der Witwatersrandmulde, welche entgegengesetztes Einfallen je nach dem Muldentiefsten besitzen. Am schönsten sind diese Hügelreihen entwickelt südlich und südwestlich von Johannesburg an dem Weg nach Ventenkrom und Vredefort, und westlicher zwischen Wonderfontein und

[1] W. H. Penning, A sketch of the goldfields of Lydenburg and de Kaap in the Transvaal, South Africa. Quart. Journ. geol. Soc. XLI. 576. 1885. (γ)

dem Losberg, welche letztere isolirte Hügel aus Diabas[1] bestehen. Leider liegen aus diesem Gebiete keine genauen Beobachtungen vor und auch ich konnte diesen Theil der Witwatersrandmulde nur während der Reise kurz berühren. Etwas mehr Zeit konnte ich diesem Schichtensystem widmen auf einer Reise von Reitzburg über de Wets-drift und von dort in einiger Entfernung am rechten Vaalufer entlang nach Klerksdorp (Fig. 1). Leider haben hier die Gatsrandhügel ihren Charakter als Hügel schon grösstentheils verloren, indem sie nur in geringer Höhe, oft nur wenige Meter über die Ebene emporragen und etwas mehr nach Osten unter den horizontalen Schichten der kohlenführenden Formation verschwinden. Die schmalen Hügelreihen bestehen aus Sandsteinen und Quarzit mit Ausnahme der ersten Hügelreihe, welche gleich südwestlich von de Wets-drift neben dem Malmanidolomit sich erhebt, indem diese aus Thonschiefern besteht, welche stellenweise stark eisenhaltig sind. Nach Penning's Auffassung, welche in meinem Profil angenommen ist, liegt dieser Thonschiefer hier somit an der Basis der Gatsrand-Serie. Die Hügelreihen werden durch breite Ebenen getrennt, in welchen, soweit sie nicht von Alluvium und Verwitterungsproducten angefüllt sind, gewöhnlich Diabas oder Gabbro ansteht[2]. In der Mooi-Fluss-Ebene steht Gabbro und körniger Diabas an. Der „amygdaloid dolerite", welcher nach Penning (auf Penning's Karte l. c. β) die Gatsrandschichten in der Mitte der Witwatersrandmulde krönt, wurde von mir nicht gefunden. Penning vereinigt diese Dolerite mit den Mandelsteinen, welche am Vaalfluss unterhalb Klerksdorp eine grosse Ausdehnung besitzen, und auch mit dem in der Kimberley-Mine gefundenen Diabas, auf welchem die dortigen Schiefer, die „Kimberley beds", ruhen. Was diesen letzten Punkt anbelangt, theilt er also die Auffassung von Moulle. Mit dieser Deutung kann ich mich nicht be-

---

[1] Dieses Gestein wurde von mir bestimmt nach einem von meinem Freunde Herrn D. Draper im Losberg geschlagenen Handstück. Dieser Diabas ist charakterisirt durch den auffallenden Idiomorphismus eines Theils der Augitkrystalle; jedoch zwingt die ophitische Structur, den Namen Diabas beizubehalten.

[2] Diese Eruptivgesteine werden bei der speciellen Beschreibung des Profils A, B p. 264 näher beschrieben.

freunden; wie Cohen betrachte auch ich die Mandelsteine am Vaalfluss, Cohen's Vaalgesteine, als viel älter und zu der unteren Cap-Formation gehörend; sehr wahrscheinlich sind diese äquivalent mit der Mandelsteindecke, welche Witwatersrand- und Boschrandserie von einander trennt, also auch mit dem auf Penning's Karte mit „d“ angegebenen Dolerit. Den Diabas aus der Kimberleygrube, sowie den Diabas an der Spitze der Gatsrandschichten betrachte ich als jünger, wobei aber zu verstehen ist, dass ich diese beiden deshalb keineswegs als gleichalterig betrachte. Was den von mir innerhalb der Gatsrandhügel beobachteten Gabbro und Diabas anbelangt, so bin ich geneigt, diese als selbständige, wahrscheinlich längs Verwerfungsspalten emporgequollene Eruptivproducte zu halten.

Ausserhalb der Witwatersrandmulde habe ich keine Schichten[1] angetroffen, welche als Aequivalente der Gatsrandschichten zu betrachten wären. Wohl wird bei Hartebeestfontein der Malmanidolomit von Schichten von Geröllen, theilweise Conglomeraten überlagert, aber diese Bildungen werden von mir als viel jünger angesehen und p. 239 näher beschrieben.

D. Die kohlenführende Formation.

Die kohlenführende Formation, Penning's „High Veldt beds“, liegt discordant und durchweg horizontal, hier und da nur geringfügig local gestört, über den Schichten der Cap-Formation und ist jünger als diese. Es ist dies einer der wenigen Punkte, in welchem die verschiedenen Autoren über die Geologie Südafrikas in geradezu erfreulicher Weise übereinstimmen.

Diese kohlenführende Formation bildet den oberen Theil eines sehr mächtigen Schichtensystems, welches von den meisten Autoren unter dem Namen Karoo-Formation zusammengefasst wird. Dieselbe bildet die Ausfüllung des bekannten Karoo-Beckens, welches von allen Seiten, mit Ausnahme des schmalen Theils an der Küste zwischen St. John's River und Great Fish River, von den älteren Gesteinen der primären

[1] Es möge aber hier daran erinnert werden, dass Penning die Pretoria-Schichten zu seinen Klipriverseries (meine Gatsrandserie) rechnet und annimmt, dass diese Schichten südlich von Pretoria den Malmanidolomit concordant überlagern.

und der Cap-Formation umgeben ist. Von den meisten Geologen wurden in dieser Karoo-Formation die folgenden Hauptabtheilungen anerkannt, welche auch auf den geologischen Karten Südafrikas von Dunn und Schenck angenommen worden sind:

E. J. Dunn	A. Schenck
Stormberg beds	Stormberg-Schichten
Upper Karoo beds	Beaufort-Schichten
Lower Karoo beds	Ecca-Schichten
Dwykaconglomerate	Dwykaconglomerat

Die nördliche Grenze der im Transvaal gegen die älteren Schichten der Cap-Formation absetzenden kohlenführenden Schichten ist noch nicht genau bekannt[1]. Im südwestlichen Theil der südafrikanischen Republik kann man die Grenze ungefähr dem Vaalfluss entlang ziehen bis Klerksdorp; flussaufwärts weicht das Gebiet der Karoo-Formation etwas in den Oranje-Freistaat zurück, obwohl es hier und da den Fluss wieder erreicht. Noch mehr stromaufwärts unweit Viljoensdrift greifen die kohlenführenden Schichten mehr und mehr nach Norden in das Gebiet des Transvaals über, um schliesslich im östlichen Theil des Hoogevelds eine grosse Ausdehnung zu erlangen. Isolirte kleine Schollen liegen als Vorposten in nicht unbedeutender Zahl mehr nach Norden und Westen vorgeschoben auf den Schichten der Cap-Formation. Innerhalb der Witwatersrandmulde sind namentlich die kleinen Gebiete in der Umgegend von Boksburg bekannt geworden. Überall, wo die kohlenführenden Schichten im Transvaal oder im westlichen Theil des Oranje-Freistaates vorkommen, findet sich Kohle in recht geringer Tiefe und jedesmal ist nur ein Flötz von mehr oder weniger brauchbarer Kohle gefunden worden. Oft tritt in Bacheinschnitten Kohle zu Tage und die kohlenführenden Schichten sind dann als quellenführendes Niveau leicht zu verfolgen. Die Kohlengruben bei Boksburg, bei Brakpan einige Kilometer östlich von Boksburg, bei Witklip wieder 3 km östlicher und die Bedworthgruben, welche bei der Vereinigung des Klip- und Vaalflusses liegen, wurden von Sawyer

---

[1] Man vergleiche über die Ausdehnung der kohlenführenden Formation W. H. Penning l. c. (α)

beschrieben. Die Tiefe der abgebauten Kohlenschicht unter Tage beträgt hier im Mittel 35—100, 85, 67 bezw. 22 engl. Fuss[1]; auch hier war jedesmal nur ein Flötz von brauchbarer Kohle angebohrt, dessen Mächtigkeit 14, 22, 14 bezw. 5½ Fuss betrug. Auf meiner Reise besuchte ich die Kohlengrube „Fontein" (oder the springs), welche der niederländischen südafrikanischen Eisenbahngesellschaft gehört. Diese Grube liegt ungefähr 10 km ostsüdwestlich von Boksburg; sie stellt den östlichen Endpunkt der Witwatersrand-Localbahn dar. Die Lagerung der kohlenführenden Schichten ist hier eine flach wellenförmige; in dem Theil, welcher jetzt abgebaut wird, ist das Streichen der Schichtung NW.—SO. mit schwachem Einfallen nach NO. Das ganze Kohlenflötz ist ungefähr 51 Fuss mächtig. Dieses Flötz wird durch eingelagerte Schieferpartieen in drei Bänke zerlegt, wodurch die Mächtigkeit des bauwürdigen Theiles sich auf etwa 40 Fuss reducirt. Über den Kohlenschichten liegen Thonschiefer, Thon und Sandsteine. Im Liegenden des Flötzes steht ein dunkelgefärbter, kohlenreicher, grobkörniger Sandstein an, welcher bis faustgrosse Gerölle einschliesst. Etwas tiefer werden die Gerölle in diesem Sandstein häufiger und das Gestein geht in ein Conglomerat über. Unter diesem Conglomerat folgt ein an Hornstein und Quarz sehr reicher, etwas zerfressen aussehender, dolomitisirter Kalkstein, welcher höchst wahrscheinlich dem Malmanidolomit angehört. Dieses Gestein ist bis in 92 Fuss Tiefe angebohrt worden, aber es war bei dieser Tiefe noch nicht durchteuft. Der runde eiserne Hauptschacht ist 92 Fuss tief und ist hier ins Liegende des Flötzes gesunken. Von hier durchquert die erste Hauptstrecke oder der Hauptquerschlag die drei Bänke, wodurch in dieser tiefsten Sohle die drei Bänke in Angriff genommen waren. Obendrein ist von dem Punkt, wo diese Hauptstrecke die untere Bank trifft, eine Strecke im Streichen getrieben; an einer Stelle ist in dieser streichenden Strecke ein Bremsberg aufwärts nach der mittleren Bank, an einer anderen Stelle ein zweiter nach der oberen Bank angebracht. Es wurden, als ich die

[1] A. R. Sawyer, Coal-Mining in South Africa. Transact. of the North Staffordshire Institute of Mining and Mechanical Engineers X. 1890.

Grube besuchte, in dieser Weise die beiden oberen Bänke an zwei verschiedenen Punkten in Angriff genommen und die Kohlen durch den Hauptschacht gefördert. Die Kohle der unteren und oberen Bank hat Glanz und Härte von Pechkohle; die Kohle von der mittleren Bank hat weniger Glanz, färbt braun ab und ist reich an unbestimmbaren schilfartigen Pflanzenabdrücken. Der Aschengehalt dieser Kohle ist bedeutend. Trotz der nicht mehr als mittelmässigen Qualität dieser Kohle besitzt diese Grube grosse Vorzüge vor den weiter östlich, wie am Wilgefluss, gelegenen Kohlenfundorten durch ihre ausserordentlich günstige Lage in der Nähe der Goldgruben und durch die rationelle Weise, in welcher man den Abbau angefangen hat. Die Resultate sollen während der letzten Jahre durch die häufigen kleinen Störungen und Verwerfungen, welche den Betrieb schwierig und kostspielig machen, nicht ganz den Erwartungen entsprochen haben.

Was das Alter der kohlenführenden Schichten im Transvaal anbelangt, so werden diese gewöhnlich den Stormbergschichten (obere Abtheilung der Karoo-Formation) zugezählt. Wyley[1] gab den Stormbergschichten ein carbonisches Alter, die neueren Autoren ein mesozoisches und zwar triassisches. Feistmantel[2] verlegt jedoch nach seinen jüngsten kritischen Untersuchungen die Ablagerung dieser Schichten in ein noch jüngeres Zeitalter, Rhät—Lias, indem er für die *Dicynodon* oder Beaufort-beds die ganze Triaszeit in Anspruch nimmt. Ein Hauptmerkmal der triassischen Ablagerungen soll nach Feistmantel das Vorherrschen der eigenthümlichen *Glossopteris*-Fauna sein, welche er in seinen Stormbergschichten nicht wiederfindet, in welch letzteren Equisetaceae, Filices, Cycadaceae und Coniferae die Flora bilden. Das von Feistmantel beschriebene, für die Stormbergschichten bis jetzt maassgebendste Material stammt aus den Kohlenschichten bei Molteno, Cyphergat und von der Indwe in den Stormbergen.

---

[1] A. Wyley, Notes of a Journey in two Directions across the Colony, made in the years 1857—58. Appendix to a Report presented to both Houses of Parliament 1859.

[2] O. Feistmantel, Übersichtliche Darstellung der geol.-palaeont. Verhältnisse Südafrikas. I. Abh. der kön. böhm. Ges. d. Wiss. 7. III. 1889.

Palaeontologische Belege, welche dazu berechtigen, die kohlenführenden Schichten der südafrikanischen Republik in die Stormbergschichten zu stellen, fehlen bis jetzt. Mauch l. c. p. 18 erwähnt Farnwedelabdrücke auf den Sandsteinschichten nahe der Mündung des Suikerboschflüsschens und des Vaalflusses, aber es bleibt aus der Beschreibung unentschieden, ob dieser Sandstein der kohlenführenden Formation oder der älteren Cap-Formation angehört. Penning (l. c. *a.* p. 663 und 666) erwähnt *Glossopteris* (?) in den Kohlenschichten unweit des Wilgeflusses ostsüdwestlich von Pretoria. Alford (l. c. p. 63) erwähnt aus den kohlenführenden Schichten der südafrikanischen Republik *Lepidodendron*, *Pecopteris*, *Neuropteris* und eine Cycadeenfrucht (?). Ich selbst besitze aus einem Brunnenloch, gesunken in den Schichten der kohlenführenden Formation auf der plaats Zwartkoppies 15 km östlich von Vredefort, ein Stammstück einer *Sigillaria* als Abdruck in grobkörnigem, röthlich grauem Sandstein. Obendrein sammelte ich auf der plaats Groenfontein am Wege von Klerksdorp nach Driekop in einem dort in Abbau genommenen Kohlenflötz zahlreiche undeutliche Pflanzenabdrücke, von welchen ich einige als *Gangamopteris* zu bestimmen wage, welche Art aus den Kimberley shales bei Kimberley beschrieben worden ist[1]. Versteinertes Holz fand ich in losen Stücken an mehreren Stellen in der Umgegend des Rhenosterflusses.

Bis jetzt werden die kohlenführenden Schichten gewöhnlich aus stratigraphischen Gründen den Stormbergschichten zugezählt, indem man sie mit den in Natal unweit Newcastle und an anderen Orten abgebauten Kohlenschichten parallelisirt, deren Zugehörigkeit zu den Stormbergschichten nicht angezweifelt wird. Es sind namentlich Moulle und Penning, welche hervorheben, dass sämmtliche Flötze ungefähr in dem nämlichen Niveau aufzutreten scheinen. Die Höhe, in welcher in Natal diese Flötze zu Tage treten, ist im Mittel ungefähr 1630 m, während die Lage in dem nordwestlichen Oranje-Freistaat und im Transvaal eine weit niedrigere ist und am Vaalfluss auf 1330 m geschätzt werden kann. Moulle und Penning heben hervor, dass diese Höhendifferenz aus-

[1] O. Feistmantel l. c. p. 37 und Taf. IV Fig. 2.

gezeichnet übereinstimmt mit dem recht schwachen Einfallen der kohlenführenden Schichten in Natal gegen Westen. Nun ist jedoch die Übereinstimmung der kohlenführenden Schichten in Natal mit den typischen Stormbergschichten weder stratigraphisch noch palaeontologisch eine so grosse, als man glauben möchte. In den typischen Stormberg beds wird ziemlich übereinstimmend die folgende stratigraphische Eintheilung anerkannt.

	Mächtigkeit nach RUPERT JONES [1]	Mächtigkeit nach DUNN [2]
Volcanic beds	—	—
Cave-Sandstone	90 m	45 m
Red beds	180 „	180 „
Molteno beds = Stormberg Coal Measures	300 „	600 „

Bei Newcastle in Natal ist diese Eintheilung nicht durchzuführen. Folgendes Profil, ebenfalls von oben nach unten, wurde dort von Herrn D. DRAPER aufgenommen.

	Mächtigkeit
Sandige Schiefer und Sandsteine, letztere vielleicht mit dem Cave-Sandstone zu vergleichen . . .	141 m
Schiefer, von welchem einzelne Schichten ganz mit *Glossopteris*-Blattabdrücken erfüllt sind . . .	84 „
Sandsteine und Schiefer	461 „
Kohlenführende Schichten, Coal Measures . . .	—

Aus diesem Profil ist die geringe stratigraphische Übereinstimmung zwischen den kohlenführenden Schichten in Natal und den typischen Stormbergschichten ersichtlich. Womöglich noch geringer ist die palaeontologische Übereinstimmung. Bei Newcastle stehen hoch an den Abhängen der Drakensberge etwa 1740 m über dem Meeresspiegel Schichten an, welche ausschliesslich aus dichtgedrängten Blättern und Blattfragmenten von *Glossopteris* bestehen, und gerade diese Pflanzengattung soll den typischen Stormbergschichten nach FEISTMANTEL's Untersuchungen durchaus abgehen.

---

[1] T. RUPERT JONES, Lecture on the Geology of South Africa. Meeting of the British Association, Montreal, September 1884, and Nature, October 2 1884.

[2] E. J. DUNN, Report on a supposed extensive Deposit of Coal underlying the central Districts of the Colony. Presented to both Houses of Parliament Cape Town 1886.

Es muss also mindestens für unwahrscheinlich gehalten werden, dass die kohlenführenden Schichten in Natal den Stormbergschichten einzuverleiben sind, und es ist aber gleichfalls, sobald man mit MOULLE und PENNING die Aequivalenz der kohlenführenden Schichten in Natal und in Transvaal annimmt, unwahrscheinlich, dass letztere den Molteno beds parallelisirt werden dürfen. Vielmehr weisen die bis jetzt bekannten palaeontologischen Funde darauf hin, dass die kohlenführenden Schichten im Transvaal einer älteren Abtheilung der Karoo-Formation angehören.

Von besonderem Interesse ist das Studium der unteren Schichten der Karoo-Formation, indem diese an den meisten Stellen von einer eigenthümlichen Breccie oder einem Conglomerat, dem bekannten Dwyka-Conglomerat, gebildet werden. Von vielen Forschern wird dieses Conglomerat als eine Glacialbildung, als ein Geschiebelehm aus dem permischen Zeitalter betrachtet, welche Hypothese zu weitgehenden und verführerischen allgemeinen Schlussfolgerungen Anlass gegeben hat und bekanntlich einer der Strebepfeiler ist für die Hypothese der ehemaligen Existenz eines grossen antarktischen Continentes, welcher am Schluss des carbonischen Zeitalters sich bis in das jetzige Südafrika, Indien und Australien ausdehnte und auf welchem Continente im Anfange des permischen Zeitalters mächtige glaciale Ablagerungen gebildet wurden. Nachdem diese von SUTHERLAND[1] angebahnte Hypothese von FEISTMANTEL[2], BLANFORD[3] und NEUMAYR[4] in glänzender Weise vertheidigt und durchgeführt worden ist, verdient dieses Dwyka-Conglomerat die besondere Beachtung seitens eines jeden Afrika-Forschers. In dem von mir bereisten Gebiet habe ich keine Thatsachen beobachtet, welche für oder gegen diese Hypo-

[1] SUTHERLAND, On an ancient Boulder-Clay of Natal. Quart. Journ. of the geol. Soc. XXVI. p. 514. 1870.

[2] O. FEISTMANTEL, Über die pflanzen- und kohlenführenden Schichten in Indien, Afrika und Australien und darin vorkommende glaciale Erscheinungen. Sitzungsber. der k. böhm. Ges. der Wiss. 1887. p. 3—102 u. 570—576.

[3] W. F. BLANFORD, On the Occurrence of Glacial Conditions in the Palaeozoic Era, and on the Beds with Plants of Mesozoic type in India and Australia. Quart. Journ. of the geol. Soc. XLII. p. 249. 1886.

[4] M. NEUMAYR, Erdgeschichte. II. p. 191. 1887.

these sprechen könnten. An zwei Stellen beobachtete ich die untersten Schichten der kohlenführenden Formation, einmal in der Grube „Fontein“ unweit Boksburg (vergl. p. 234), wo sie aus einem in Conglomerat übergehenden Sandstein bestehen mit wohlgerundeten, nicht geritzten Geröllen, und einmal in der Nähe von Vredefort. Hier setzen die Schichten der kohlenführenden Formation gegen den Granit ab und vereinzelte Schollen dieser Sandsteine liegen zerstreut unmittelbar auf dem Granit. Die untersten Schichten dieses lockeren, zerreiblichen, ziemlich grobkörnigen Sandsteins werden gebildet von einem Conglomerat, welches aus wenig gerundeten Granitstückchen und Quarzfragmenten besteht. Die Conglomeratschicht ist nicht mehr als 20—30 cm mächtig und geht allmählig in den Sandstein über. Mit Dwyka-Conglomerat hat dieses Conglomerat nichts zu thun; es beweist aber, dass die kohlenführenden Schichten viel jünger sind als die Schichten der Cap-Formation, indem die Bildung der Witwatersrandmulde und die Denudation des Vredefortgranitmassivs sich schon vollzogen hatten, bevor die kohlenführenden Schichten zur Ablagerung gelangten.

E. Jüngere Ablagerungen.

Im westlichen Hoogeveld habe ich an einer Stelle unweit Hartebeestfontein feste Gesteinschichten über dem Dolomit beobachtet. Es liegen hier etwa 3 km nordwestlich vom Steilrande des Dolomits entfernt grobe Geröllschichten, theilweise verfestigt zu einem Riesenconglomerat, discordant auf dem Malmanidolomit. Diese Schichten besitzen gleichsinniges Streichen mit dem Malmanidolomit, fallen aber unter geringerem Winkel (etwa 2°) nach Nordwesten ein. Die faustgrossen Gerölle bestehen aus Thonschiefer, Sandstein, Banket (d. i. goldführendes Conglomerat), Quarz, Diabas, Mandelstein, Quarzporphyrit, Malmanidolomit nebst verschiedenen Gesteinsarten, deren primäre Lagerstätte mir unbekannt ist. Auf diesen Conglomeraten ruhen grobkörnige, lockere Sandsteine. In nordwestlicher Richtung werden diese Ablagerungen sehr bald durch die oberflächliche Sandbedeckung dem Auge entzogen. Ähnliche Riesenconglomerate fand ich auch etwa 2 km

westlich von Cypherfontein auf der plaats Zendelingsfontein, wo Gerölle von Banket so zahlreich sind, dass sie zu Versuchsarbeiten für Goldgewinnung Veranlassung gegeben haben. Obwohl diese Conglomerate und Geröllschichten nach Lage und Zusammensetzung der kohlenführenden Formation angehören könnten, bin ich geneigt, sie für noch viel jünger zu halten und mit den diesen ähnlichen Geröllschichten und lockeren Conglomeraten, welche auf einer Terrasse am Abhang des Rhenosterkops im Oranje-Freistaat gefunden werden, zu parallelisiren.

Von recenten Ablagerungen, welche sich noch fortwährend bilden, sind die aeolischen Flugsandablagerungen zu nennen, welche, mit Stromablagerungen und Alluvialbildungen gemischt, in sämmtlichen Bodenvertiefungen eine mächtige Bedeckung bilden. Eigentliche, unvermischte Bach- und Flussalluvionen besitzen nirgends eine grosse Ausdehnung. In vielen Niederungen, wie unweit Rietkuil und am Nordfuss des Magaliesberges unweit Wonderboomspoort ist der Boden mit Raseneisenerz bedeckt, welcher, Gesteinsstücke und Sand verkittend, eigenthümliche Breccien bildet. Unweit Scheerpoort in den Magaliesbergen ist diese Raseneisenerzbreccie goldführend.

II. Über das Vorkommen von Erzen, speciell von Gold, in dem oben beschriebenen Theile der südafrikanischen Republik.

Nutzbare Mineralien, namentlich Gold, werden in dem Witwatersrandgebiet in sehr verschiedenen Formationen, sei es auch in sehr wechselnden Quantitäten, gefunden. Es möge hier kurz mitgetheilt werden, was mir über das Vorkommen und über die Gewinnung von Erzen in den verschiedenen Formationen im Jahre 1890 bekannt geworden ist.

A. Das Gebiet der krystallinen Schiefer und der Granite.

An Erzgängen scheint das Granitgebiet im Transvaal nicht reich zu sein. Östlich von Pretoria sollen im Granit Gänge aufsetzen, deren Erze ihres Silbergehaltes wegen abgebaut werden. Nach Alford l. c. p. 66 sind die Hauptmineralien in der Albertgrube Bornit und Fahlerz nebst Blei-

glanz, alle mehr oder weniger silberhaltig. In der Transvaalsilbergrube soll namentlich silberhaltiger Bleiglanz und obendrein in den oberen Teufen Cerussit, Pyromorphit, Krokoit und Anglesit häufig sein. Von der Willow's-Silbergrube, welche etwa 18 km östlich von Pretoria ebenfalls im Granitgebiet liegen soll, erwarb ich einige Erzstufen, welche durch schöne, reichflächige Krystalle von Kupferlasur und Cerussit ausgezeichnet sind [1]. Von einem goldführenden Gang [2] im Granit ist mir kein Beispiel bekannt geworden.

Recht eigenthümlich ist der Goldbergbau, welcher sich westlich von Rietkuil in den mit dem Granit zusammen vorkommenden Sericitschiefern entwickelt hat. Wie schon oben p. 192 erwähnt wurde, wird dieser Sericitschiefer oft recht sandig, sogar conglomeratisch. Diese eigenthümlichen Sericitconglomerate besitzen bei oberflächlicher Betrachtung einige Ähnlichkeit mit den bekannten in der Witwatersrandformation vorkommenden goldführenden Conglomeraten, welche „banket" genannt werden, und offenbar hat man das Sericitconglomerat für „banket" gehalten. Es hat diese Überzeugung Veranlassung gegeben zu Schürfarbeiten auf den „plaatsen" Rhenosterhoek und Oorbietjesfontein, wo vier Untersuchungssyndicate vorläufige Arbeiten ausgeführt haben. Bedenklicher ist die Folge dieser Überschätzung des Sericitconglomerates gewesen auf dem südwestlich von Rhenosterhoek gelegenen plaats Rhenosterspruit, wo es gelungen ist Goldminengesellschaften mit bedeutendem Actiencapital zu gründen, die Dominion-, Dominion-Extension und die Kimberley-Gold-Mining-Company. An Wohnungsbauten, an zwei Pochwerken und Einrichtungen für die Erzaufbereitung, und an freilich recht unbedeutenden Grubenarbeiten ist hier viel Geld vergeudet worden und es stellte sich bald heraus, dass dieses Conglomerat kein Banket ist und nur Spuren von Gold enthält. Im October 1890, als ich diese Grube besuchte, war

[1] G. A. F. Molengraaff, Über einige Erz- und Mineralvorkommen in der südafrikanischen Republik. Zeitschr. für Kryst. XXII. p. 156. 1893.

[2] Der weisse, compacte, pyritfreie Quarz, welcher in den Granitgebieten der südafrikanischen Republik in Gängen ziemlich häufig vorkommt und fast nie Gold enthält, wird von den dortigen englisch sprechenden Bergleuten „hungryquartz" genannt.

der Betrieb schon wieder eingestellt und in der Zeit wurden sämmtliche Besitze der Dominion-G.-M.-Co. inclusive einer hübschen Schuldenlast in öffentlicher Auction in Durban für £ 50 verkauft. Es ist mir nicht bekannt, dass auch noch an anderen Orten dieser sandige und conglomeratartige Sericitschiefer zu Versuchsarbeiten behufs Goldgewinnung Veranlassung gegeben hat.

B. Die alte Schieferformation.

An mehreren Stellen kommen in dieser Formation Gänge oder Lagergänge von Quarz vor, welche mehr oder weniger goldführend sind. So findet man am Witwatersrand, am Wege von Johannesburg nach Pretoria, etwa $\frac{3}{4}$ km hinter dem neuen Spital, ein mit den Thonschieferschichten ONO.—WSW. streichendes und 45^0 nach Süden einfallendes Quarzlager, welches ohne besonderen Erfolg auf Gold untersucht worden ist. Etwas mehr Erfolg hat man errungen unweit Kromdraai an der Westseite des Granitgebietes von Halfway-house, wo ein derartiger Lagergang in den alten Schiefern einen Grubenbau ins Leben gerufen hat (vergl. Fig. 5). Der Quarzgang, welcher bei seinem Ausgehenden oben auf dem Hügel über 1 m mächtig war, wurde Anfangs dort in Angriff genommen und man behauptet, dass der Goldgehalt eine englische Unze pro Tonne betrug. Später hat man in der Thalsohle (*b*) einen Stollen quer zum Streichen der Schichten getrieben und von dort aus, sobald der Quarzgang getroffen war, eine streichende Strecke im Gang gebaut. In dieser Strecke hatte die Mächtigkeit des Quarzganges auf etwa 70 cm abgenommen. Das goldhaltige Erz wurde in einer Entfernung von etwa 2 km am oberen Limpopo in einem kleinen Pochwerk (10 Stempel) bearbeitet. Der ganze Betrieb schien mir in Nothstand zu verkehren. In den die alte Schieferformation hier überlagernden Dolomitschichten wurde eine Schicht von oolithischem Kalkstein *cc'* eingeschaltet gefunden, in welchem die Kerne der oolithischen Körner ausgelaugt und die dadurch entstandenen runden Höhlungen theilweise mit Brauneisenerz ausgefüllt waren.

Eisenhaltig sind die Thonschiefer dieser Formation fast sämmtlich, wodurch sie durchweg eine rostbraune Verwitte-

rungsrinde besitzen. Stellenweise, wie z. B. in den Rhenosterbergen unweit Rietkuil, am Witwatersrand etwa 200 m hinter dem neuen Spital, sowie auch in der ersten Hügelreihe südlich von Pretoria sind diese Schiefer mit winzigen Oktaëdern von Magnetit erfüllt, so dass sie in wahre Magnetitschiefer übergehen. Ein mächtiges, für Eisengewinnung vielversprechendes Lager hat man bis jetzt nicht gefunden.

C. Die Cap-Formation.

a) Die untere Cap-Formation.

Die in dieser Formation, namentlich in der Witwatersrandserie, vorkommenden Conglomerate haben durch ihren Goldgehalt die südafrikanische Republik innerhalb sieben Jahren, 1886—1892, bis an die dritte Stelle in der Reihe der goldproducirenden Länder gebracht, indem im Jahre 1892 aus diesen Conglomeraten allein 1 219 836 Unzen, 13 dwts. Gold[1] gewonnen wurde. Der Hauptantheil an dieser Production kommt den Goldgruben in der Nähe von Johannesburg, dem Witwatersrandgoldfelde im engeren Sinne, zu, indem diese im Jahre 1892 1 210 868 Unzen, 16 dwts. lieferten. Diese goldführenden Conglomerate wurden von F. Struben[2] entdeckt. Über die Witwatersrandgoldfelder besteht eine sehr zerstreute und mannigfaltige Literatur. Die grosse Mehrzahl dieser Publicationen kann aber keine wissenschaftliche Bedeutung beanspruchen und sie ist auch weit mehr geschrieben zu dem Zweck, die Existenz und Bedeutung dieser Goldfelder in weiten Kreisen bekannt zu machen und möglichst viele Einwanderer nach dem Hauptsitz der südafrikanischen Goldindustrie zu ziehen. Persönlich besuchte ich nur einige der grösseren, bekannten Gruben und ich konnte überhaupt nur sehr wenig Zeit an die Umgegend von Johannesburg wenden; ich werde mich deshalb, was das Goldvorkommen bei Johannesburg anbelangt, auf einige allgemeine Bemerkungen beschränken. Indessen ist der geologische Bau dieser Goldfelder und ihrer nächsten Umgebung jetzt unstreitig der best-

[1] Report from the Witwatersrand Chamber of Mines for the year ending December 1 th 1892. Johannesburg 1893.

[2] F. Jeppe, Die Witwatersrandgoldfelder im Transvaal. Peterm. Mitth. XXXIV. p. 256. 1888.

bekannte Theil der südafrikanischen Republik, und es sind namentlich die folgenden Publicationen, welche bis jetzt die Hauptquellen für die Kenntniss dieser fabelhaft reichen Goldfelder genannt werden können.

A. R. Sawyer, The Witwatersrand Goldfield. Trans. of the North Staffordshire Institute of Min. and Mechan. Engineers X. 1890 (mit Profilen).

A. Schenck, Über das Vorkommen des Goldes im Transvaal. Zeitschr. der deutschen geol. Ges. XLI. p. 573. 1889.

Ch. J. Alford, Geological Features of the Transvaal. 1891 (mit Karte).

W. H. Penning, A Contribution to the Geology of the Southern Transvaal. Quart. Journ. geol. Soc. XLVII. p. 451. 1891 (mit Karte und Profilen).

C. Maidment, First published Geological Map of the Goldfields of Witwatersrand, Transvaal. 1890.

B. W. Changuion Eckhorst, Compilatie kaart met handleiding der plaats Luipaardsvlei, Johannesburg 1891.

M. de Launay, Les Mines d'or du Transvaal. Annales des Mines. 8. XIX. p. 102. 1891 (mit Karte).

W. Gibson, On the Gold-bearing Rocks of the Southern Transvaal. Quart. Journ. geol. Soc. XLVIII. p. 404. 1892 (mit Karte und Profilen).

Die goldführenden Conglomerate bilden regelmässige, zwischen den Sandsteinen und Schiefern der Witwatersrandserie eingeschaltete Schichten, welche gewöhnlich über bedeutende Entfernungen ununterbrochen sich fortsetzen, in der Mächtigkeit aber oft bedeutend abwechseln und mitunter ganz auskeilen. Überall, wo diese Conglomeratschichten zu Tage treten, hat man bei der Bodenuntersuchung verschiedene durch Sandsteine von einander getrennte Reihen von Conglomeratschichten gefunden, welchen man verschiedene Localnamen gegeben hat. So werden in der Nähe von Johannesburg von Nord nach Süd unterschieden: Die Main Reef-Reihe, die Bird Reef-Reihe, die Kimberley Reef-Reihe und die Elsburg Reef-Reihe[1]. Von diesen Reihen ist die Main Reef-Reihe bei weitem die bedeutendste und sie ist die einzige, welche

[1] Man vergleiche Maidment's und Eckhorst's oben citirte Karten.

thatsächlich ununterbrochen über eine Entfernung von etwa 30 km im Streichen gefunden und in Angriff genommen worden ist. Gegen Osten vorbei der Jumpers-Grube, etwa halbwegs zwischen Johannesburg und Boksburg, und gegen Westen in der Nähe von Krügersdorp sind diese Conglomeratreihen durch Querverwerfungen abgeschnitten. Es ist bis jetzt noch nicht gelungen, die Conglomeratreihen, welche jenseits dieser Verwerfungen vorkommen, mit Sicherheit mit denjenigen in der Nähe von Johannesburg zu identificiren; in der Umgegend von Boksburg wird freilich die Untersuchung sehr erschwert durch die dort discordant und horizontal über die Witwatersrandserie gelagerten Schollen der kohlenführenden Formation. Westlich von der Krügersdorp-Verwerfung verlieren die Conglomeratreihen ihr in der Nähe von Johannesburg herrschendes OW.-Streichen, biegen sich nach Südwesten um und sind bedeutend gestört und verworfen. Es werden dort von NW. nach SO. die folgenden Conglomeratreihen unterschieden: Northern Reef-Reihe, Botha's Reef-, Keely- und Afrikaanders Reef-Reihe (zusammen auch van Wijcks Reef-Reihe genannt), Battery Reef und Burgers Reef. Die einzige genauer bekannte, stellenweise jetzt schon bis etwa 100 m Tiefe in Angriff genommene Reihe von Conglomeraten, auf welche übrigens auch fast die Gesammtproduction der Witwatersrand-Goldfelder kommt, ist die Main Reef-Reihe. Von unten nach oben kann man in dieser Reihe die folgenden Schichten unterscheiden:

Northern Reef	mächtig	0,30— 1,50	m
Sandstein	„	6—30	„
Main Reef	„	1,20—12	„
Sandstein	„	0,10— 1	„
Main Reef Leader	„	0,15— 0,60	„
Sandstein und Schiefer	„	6—45	„
South Reef	„	0,15— 0,90	„

An einigen Stellen, wie z. B. in der Robinson-Mine, schiebt sich zwischen Main-Reef-Leader und South-Reef noch das 0,15—0,90 m mächtige Middle-Reef.

Der Goldgehalt dieser Conglomeratschichten ist recht verschieden. Am reichsten ist wohl die Main-Reef-Reihe bei Johannesburg, wo z. B. das South Reef fast überall reichlich

2 Unzen Gold pro Tonne enthält und der Main-Reef-Leader noch reicher sein soll.

Das „banket“ besteht aus Quarzgeröllen gewöhnlich nicht über Nussgrösse, verbunden durch ein quarzreiches Cement, in welchem Pyrit häufig ist. Ein Stück, von mir in der Robinson-Grube auf der 210 Fuss-Sohle aus dem South-Reef geschlagen, untersuchte ich mikroskopisch. Es besteht aus einem Mosaik von grossen, kleinen und sehr kleinen gerundeten Quarzkörnern, welche durch einen Filz von sehr feinen Muscovit-Blättchen und -Schüppchen verbunden sind. Sporadisch, oft in Gruppen beisammen, kommen Pyritkörner vor, deren Durchmesser nicht über 0,28 mm geht. Die isolirten Pyritkörner erweisen sich zum Theil recht gut krystallisirt in der Combination $\infty O \infty$ {100}, O {111}, $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right] \pi$ {210}. Sie lassen, in Salpetersäure aufgelöst, eine kleine Menge feinen Goldes zurück, welches grösstentheils aus unregelmässigen Körnchen und Blättchen, zum Theil aber auch aus hexaëdrischen Kryställchen besteht, wie auch schon von Alford l. c. p. 27 erwähnt wurde.

In den oberen Teufen, wo der Pyrit zersetzt und das „banket“ durch Eisenoxydhydrat braunroth gefärbt ist, ist eben durch diese Zersetzung das Gold freigelegt und oft mit unbewaffnetem Auge sichtbar. Des raschen Abbaues dieser oberen Teufen wegen waren, als ich im Jahre 1890 Johannesburg besuchte, Stücke Banket mit Freigold schon ziemlich selten geworden. Dieses obere rothbraune Banket wird mit Recht von Sawyer (l. c. Sep.-Abdr. p. 7) mit dem eisernen Hut von Gängen verglichen. Das tiefere unzersetzte Banket ist viel fester, grünlichgrau oder bläulichgrün gefärbt; der Pyrit ist hier noch unzersetzt und Freigold äusserst selten. Seitdem man die Schwierigkeiten überwunden hat, welche mit der Gewinnung des Goldes aus den unzersetzten Pyriten verknüpft waren, hat sich die Goldproduction bedeutend gehoben. Technische Schwierigkeiten bietet der Grubenbau in diesem Witwatersrandgebiet durchaus nicht. Das Hangende der Banketschichten ist gewöhnlich sehr fest, so dass kostspielige Stützbauten fast gar nicht nothwendig sind; auch der Wasserzufluss ist äusserst gering. Die Temperatur, welche

an der Oberfläche in Johannesburg in unangenehmer Weise stark wechselt, ist in der Grube angenehm und mässig warm. Verwerfungen sind zwar vorhanden, aber für tüchtige Bergleute gar nicht gefährlich. Thatsächlich kann man sich keine Grube denken, deren Abbau auch in den tiefsten Sohlen so bequem, regelmässig und sauber geschehen kann, wie in diesen. Auch sind als tüchtige Arbeitskräfte die Kaffern (namentlich die Zulus sind vortreffliche Bergleute) gewöhnlich ohne Schwierigkeiten zu haben. Seitdem Johannesburg durch die Eisenbahn seit dem 1. Januar 1893 mit Bloemfontein und dadurch mit der Meeresküste verbunden ist, und also auch der Transport der Maschinen und der Baumaterialien nicht mehr bedeutende Geldopfer erfordert, ist factisch das letzte Hinderniss überwunden, welche die überwältigende Entfaltung des Goldbergbaues am Witwatersrande hemmen konnte.

Wie die Sache jetzt steht, kann man in der ganzen Welt kein zweites Goldfeld nachweisen, dessen Aussichten so günstig, dessen Abbau so leicht und dessen Resultate von vornherein mit so mathematischer Sicherheit zu bestimmen sind.

Bei dieser verführerischen Schilderung ist aber nicht zu vergessen, dass sich alle diese günstigen Bedingungen bis jetzt nur auf einen kleinen Theil, nämlich auf die Main-Reef-Reihe bei Johannesburg, welche über eine Länge von etwa 30 km im Streichen bekannt ist, beschränken. Sowohl in den östlichen als in den westlichen problematischen Fortsetzungen der Main Reef-Reihe, sowie in den südlicher über der Main Reef-Reihe liegenden goldführenden Conglomeratschichten sind bis jetzt die Resultate viel weniger günstig.

Etwa 12 km südlich vom Witwatersrand liegen über der Diabas- und Mandelsteindecke, welche von der Witwatersrandschichte unterteuft wird, wieder goldführende Conglomerate in einem System von Schiefern, Sandsteinen und Quarziten, die sogenannte Black-Reef-Reihe, welche an einigen Stellen nicht ohne Erfolg abgebaut werden soll. Penning hebt die Selbständigkeit dieser Reef-Reihe an der Basis seiner Klipriverseries hervor und sieht ihre Fortsetzung in den im Boschrande unweit Klerksdorp zu Tage tretenden goldführenden Schichten. Einige Autoren betrachten diese goldführenden Schichten als eine durch Verwerfungen zu Tage tretende

Fortsetzung der bei Johannesburg abgebauten Schichten der Witwatersrandserie[1], andere als secundäre Ablagerungen durch Abtragung der Schichten der Witwatersrandserie entstanden[2]. Ausserhalb des eigentlichen Black-Reef erwähnt Dorsey[3] in diesem Schichtensystem noch das Zuurbult-Reef, welches 3½ Fuss mächtig sein und einen Goldgehalt von 1 Unze pro Tonne besitzen soll.

Wenden wir uns nunmehr zu den anderen in der Witwatersrandformation vorkommenden Goldfeldern, von welchen bisher noch sehr wenig in der Literatur bekannt geworden ist. Im Jahre 1889 schien es, als ob die in der Umgegend von Rietkuil entdeckten Goldfelder kräftige Rivalen der Witwatersrandfelder zu werden versprachen, indem dort ähnliche goldführende Conglomerate gefunden worden waren und in kurzer Zeit 34 Goldminengesellschaften und 60 Untersuchungs-syndicate mit einem Gesammtcapital von einigen Millionen Pfund Sterling gegründet worden waren. In der Nähe von Rietkuil, 20 km WSW. von Klerksdorp, treten die Conglomerate zu Tage, welche als identisch mit den in der Nähe von Johannesburg abgebauten betrachtet werden. Man vermuthet, dass die Reef-Reihen aus den Witwatersrand-Goldfeldern bei Johannesburg sich nach ihrer Umbiegung unweit Kangersdorp nach Südwesten ununterbrochen bis in die Umgegend von Klerksdorp fortsetzen. Ausdrücklich möge aber hier bemerkt werden, dass diese Fortsetzung, wie sie auf der hier beigegebenen Karte mit punktirten Linien angegeben ist, nur vermuthet wird und bis jetzt noch von Niemanden thatsächlich beobachtet zu sein scheint; de Launay[4] geht also zu weit, wenn er auf seiner Kartenskizze die „ligne des affleurements" der Banketschichten einzeichnet, ohne dabei anzugeben, dass die Existenz dieser Linie nur auf Vermuthungen beruht.

Das geologische Vorkommen der Conglomerate unweit Rietkuil stimmt schlagend mit demjenigen unweit Johannes-

[1] Gibson l. c. p. 431.

[2] Maidment, Erläuterung zu seiner Karte. p. 8.

[3] E. Bates Dorsey, On the Witwatersrand-goldfields. Report on the 59th Meeting of the British Association held at Newcastle-upon-Tyne in 1889. p. 593. 1890.

[4] de Launay l. c. Taf. II Fig. 2.

burg überein. Bewegt man sich von dem Mikroklingranit aus der Hartebeestfontein-Ebene, welcher mit dem Mikroklingranit von Halfway-house übereinstimmt (Profil 1), in östlicher Richtung, so begegnet man erst den eisenreichen Schiefern und Quarziten der Rhenosterberge, welche zu der ältesten Formation gehören und analog den Schiefern vom eigentlichen Witwatersrande unweit Johannesburg sind. Darauf folgen Thonschiefer, sandige Schiefer, glimmerreiche, röthliche, schieferige Sandsteine, quarzitische Sandsteine und Conglomerate, zusammen der goldführenden Formation unweit Johannesburg vergleichbar. Nach Osten darauf folgend steht Diabasmandelstein an, vergleichbar mit dem Kliprivier-Diabas und -Mandelstein. Die Lagerung ist nicht so einfach als bei Johannesburg; während hier die Schichten von unten nach oben sich immer mehr verflachen und mit einem geringen Einfallen unter die Klipriver-Diabasdecke einschiessen, sind die Witwatersrandschichten unweit Rietkuil in eine grosse, im Schenkel wahrscheinlich verworfene Falte gelegt. In dem westlichen Flügel kommen die Conglomerate mit östlichem Einfallen (65—85°) zu Tage, wo sie als die Klerksdorp Main-Reef-Reihe zusammengefasst werden, in dem östlichen Flügel stehen die Conglomerate wieder mit geringerem (15—28°) westlichen Einfallen an und bilden dort die sogenannte Rietkuilkopje-Reef-Reihe. Beide Reef-Reihen sind sehr wahrscheinlich identisch. Quer- und Längsverwerfungen sind hier viel häufiger als bei Johannesburg. Sehr schön ist in der Klerksdorp-Main-Reef-Reihe, welche als eine niedrige Hügelreihe mit fast senkrechtem östlichem, aber sehr mässigem westlichem Abhang in der Landschaft hervortritt, zu sehen, wie durch die zahlreichen Querverwerfungen die Hügelreihe zerstückelt, die einzelnen Stücke verschoben und Miniaturquerthäler gebildet worden sind. Fig. 7 stellt ein Querprofil durch das Klerksdorp-Main-Reef in der Grube der Klerksdorp-Main-Reef-G. M. Co. dar, wo im October 1890 das goldführende Banket in einem ausgezeichneten Pochwerk mit 30 Stempeln verarbeitet wurde. Von oben nach unten kann man die folgenden Schichten unterscheiden:

8. Sandstein mit eisenschüssigen Thonschiefern wechsellagernd.
7. Klerksdorp-Main-Reef-Leader, 0,40—0,50 m mächtig, mit einem Goldgehalt von 6½ dwts. pro Tonne; Gerölle klein und zahlreich.
6. Röthliche weiche Sandsteine mit Sericit.
5. Klerksdorp-Main-Reef, 0,90—1,50 m mächtig. Gerölle kleiner als in Botha's Reef, fast ausschliesslich Quarz. Gehalt an Gold 4—5 dwts. pro Tonne.
4. Röthliche weiche Sandsteine mit Muscovit.
3. Botha's Reef, 1,5—2,5 m mächtig, mit grossen, nicht sehr zahlreichen Geröllen, meist Quarz, aber auch Quarzit und spärlich Diabas; Goldgehalt sehr gering.
2. Röthliche weiche Sandsteine mit Muscovitblättchen.
1. Eisenschüssige rothbraune Thonschiefer.

Das Streichen der Klerksdorp-Main-Reef-Schichten ist NO.—SW. und das Einfallen an der Oberfläche 75—85° Ost. Mit der Tiefe nimmt der Einfallswinkel rasch ab und beträgt in 30 m Tiefe nicht mehr als 60°. Bis jetzt wurde das Erz durch Tagebau abgebaut; es war aber ein Versuchsschacht bis 30 m Tiefe eingetrieben worden. Wie bereits bemerkt, hat der Schichtencomplex dieser Conglomeratreihe hier eine muldenförmige Lagerung, indem 1¼ km östlicher ganz gleichwerthige Schichten mit goldführenden Conglomeraten in Rietkuilkopje mit entgegengesetztem westlichem Einfallen zu Tage treten. Namentlich in der Grube der Rietkuilkopje-G. M. Co. wurden bedeutende Längsverwerfungen constatirt, durch welche die in Abbau genommene Banketschicht eine treppenförmige Lage erhalten hat.

Etwa 5 km weiter östlich stossen die Schichten der Witwatersrandserie gegen eine Mandelsteindecke ab, deren grobe Bänke, wie in dem Schoonspruit unterhalb Klerksdorp beobachtet wurde, nach Südosten einfallen. Wahrscheinlich ist die östliche Fortsetzung der Witwatersrandschichten hier bei einer grossen Längsverwerfung abgesunken und wird die abgesunkene Scholle durch die Mandelsteindecke überlagert.

Etwa 4 km östlich von den Quarzporphyrithügeln hinter Alt-Klerksdorp liegen auf dieser Mandelsteindecke die Schichten der Boschrandserie, welche, wie p. 218 angegeben ist,

mit Vorbehalt vorläufig von mir als eine jüngere Ablagerung von der Witwatersrandreihe getrennt worden sind. Die Boschrandserie besteht hier aus Thonschiefern, welche oft sehr reich an dichtem Sericit und dadurch fettig beim Anfühlen sind, sandigen Thonschiefern, Sandsteinen, Quarziten und Conglomeraten. Das Streichen der Schichten im Boschrand ist N.—S., das Einfallen 5—16° O. In der Aristongrube, welche ich als Typus der Gruben am Boschrand wähle, wurden in dieser Serie vier goldhaltige Conglomeratschichten gefunden und abgebaut. Der Goldgehalt in den Banketschichten des Boschrands wechselt ziemlich stark ab, wird im Mittel etwa 8—10 dwts. pro Tonne betragen, steigt jedoch an einigen Stellen bis 14—16 dwts. pro Tonne. In der Boschrandserie wird schon in sehr geringer (8—10 m) Tiefe unzersetztes, grünlichgraues pyritreiches Banket gefunden. Die geringe Tiefe, bis zu welcher hier die Zersetzung der Pyrite fortgeschritten ist, mag mit dem geringen Einfallen der Schichten zusammenhängen.

Etwa 250 m östlich vom Steilrande des Boschrands verschwinden die Schichten der Boschrandserie unter dem anscheinend horizontal gelagerten Malmanidolomit.

Was die Goldindustrie in dem District Klerksdorp anbelangt, so ist diese nach kurzem, fieberhaftem Aufschwunge noch viel schneller wieder fast bis zum Verschwinden zurückgegangen. Im Jahre 1890 waren in dem Gebiet der Rietkuil-Kopje und der Klerksdorp-Main-Reef-Reihe nebst vielen Syndicaten 13 Goldminengesellschaften, unter welchen die Notre-Dame des Victoires, Elandslaagte, Klerksdorp-Main-Reef, Hartebeest-Union, Hugenot, Worcester-Kop und Rietkuil-Kopje die bedeutendsten waren, thätig, und es waren dort 8 Pochwerke mit Erzaufbereitungsstellen gebaut. In der Boschrandserie waren 19 Goldminengesellschaften zusammen mit 7 Pochwerken thätig, unter welchen die Blanche, Orkney, Nooitgedacht, Ariston, Golden-Estate und Anglo-Transvaal-Goldminengesellschaften zu nennen sind. Als ich im October 1890 die südafrikanische Republik verliess, arbeiteten von allen diesen Gesellschaften auf der Klerksdorp-Main-Reef-Reihe nur noch die Hartebeest-Union, welche aber bald nachher den Betrieb eingestellt hat, und auf der Boschrandserie nur noch die Golden-Estate, Ariston und Nooitgedacht-Gold-

minengesellschaft. Dies kann nicht Wunder nehmen, indem der durchschnittliche Goldgehalt in den Klerksdorpgoldfeldern nur 8 dwts. pro Tonne beträgt, was einem Werth von etwa 30 Mark pro Tonne entspricht. Bei den in der Umgegend von Klerksdorp obwaltenden Verhältnissen, wo Transporte noch immer mit Ochsenwagen stattfinden müssen, wo Kohlen theuer und nicht besonders gut sind (sie werden aus der Umgegend von Kromstad bezogen), wo Arbeitskräfte nicht besonders leicht zu haben sind, wo es an dem für die Pochwerke nothwendigen Wasser bei den vom Vaalfluss entfernt gelegenen Gruben mangelt, ist an einen gewinngebenden Betrieb von Erzen mit so geringem Goldgehalt kaum noch zu denken. Obendrein hat man durch unvernünftige technische und rücksichtslose finanzielle Verwaltung den Krach verfrüht und verschlimmert. Augenblicklich sind fast sämmtliche in den Klerksdorpdistrict gegründeten Goldminengesellschaften zu Grunde gerichtet worden, und ein sehr bedeutendes Capital ist hier rettungslos verloren gegangen.

In derselben Zeit, als die Klerksdorpgoldfelder eine recht ephemere Blüthezeit erlebten, erregte auch das Auffinden von goldhaltigen Conglomeraten am Vaalfluss unweit Vredefort und Venterskroon einiges Aufsehen. Gründer waren bald zur Hand und auch hier waren in kurzer Zeit verschiedene Goldbergbaugesellschaften und Unternehmungssyndicate entstanden. Die goldführende Formation hat viel Ähnlichkeit und wird als identisch betrachtet mit der Witwatersrandserie bei Johannesburg.

Am schönsten sind diese goldführenden Schichten aufgeschlossen in der Nähe von Reitzburg unmittelbar unterhalb Schoemansdrift, wo der Vaalfluss die goldführende Formation durchbricht. Am linken Vaalufer wurde das Profil (Fig. 8) auf der plaats Elandslaagte aufgenommen. Das Streichen der Schichten ist dort N. 5° O.—S. 5° W., das Einfallen 58° gegen Osten. Im Ganzen kamen dort acht Banketschichten vor mit einer Gesammtmächtigkeit von 12½ m. Ziemlich vielversprechend schien hier das 2,40 m mächtige Great-Western-Reef zu sein, dessen unterer Theil bis zu einer Mächtigkeit von 1 m aus Banket, dessen oberer Theil aber aus grobkörnigem, pyritreichem Sandstein besteht. Gerade dieser Sandstein erwies sich hier am meisten goldführend, und in dem Pochwerk

einer am gegenüberliegenden Ufer arbeitenden Bergbaugesellschaft wurden aus diesem Sandstein 13½ dwts. Gold pro Tonne gewonnen.

Trotz dieses nicht ganz unbeträchtlichen Goldgehaltes, und trotz der relativ günstigen Lage am Vaalfluss, wodurch Wassermangel nicht zu befürchten war, ist doch an gewinngebende Ausbeutung hier vorläufig kaum zu denken. Bedenklich ist hier namentlich, dass die goldführenden Schichten sehr stark gestört und verworfen sind; fast nirgends kann man in diesem Gebiete das Ausgehende der Banketschichten über grössere Entfernungen verfolgen. Die grosse Mehrzahl der hier allerdings auf finanziell nicht gesunder Basis gegründeten Goldbergbaugesellschaften ist bereits wieder zu Grunde gegangen. Dass diesen Goldfeldern ebenso wie den Klerksdorp'schen Goldfeldern gegenwärtig für die Goldproduction Transvaals nur sehr geringe Bedeutung zukommt, wird wohl am besten dadurch illustrirt, dass im Jahre 1892 der Gesammtertrag der Klerksdorp'schen und Vaalgoldfelder zusammen nur 8967 Unzen betrug gegen 1 210 868 Unzen, welche in demselben Jahre bei Johannesburg in den Witwatersrandgoldfeldern producirt wurden. Auch in der Boschrandserie, welche den Vaalfluss unweit de Wetsdrift durchquert, und nur eine Mächtigkeit von etwa 20—40 m besitzt, sollen unbedeutende goldführende Conglomerate gefunden worden sein. In der Umgegend von Heidelberg sollen auch im südlichen Flügel der Witwatersrandmulde Conglomerate aus der Witwatersrandserie, welche dort gegen Norden einfallen, mit gutem Erfolge abgebaut werden. Persönlich besuchte ich diese Heidelberger Goldfelder nicht. Nach Schenck sollen hier die goldführenden Conglomerate, jedesmal durch eine Grünsteindecke überlagert, durch eine streichende Verwerfung jedesmal mit Einfallen gegen Norden zweimal zu Tage treten, einmal im Suikerboschrand und nördlicher wieder im Heidelberger Rand. Muthmaasslich liegt in dem auf den Karten weiss gelassenen Theile zwischen den Heidelberger und den Vaalflussgoldfeldern eine Querverwerfung, womit sich erklären liesse, weshalb die Fortsetzung der Heidelberger goldführenden Schichtenreihe westlich in der Umgegend von Vredefort so viel südlicher zu suchen ist.

b) Die obere Cap-Formation (Malmanidolomit).

In der Umgegend von Malmani, dicht an der Westgrenze der südafrikanischen Republik, in den sog. Malmanigoldfeldern, haben goldführende Quarzgänge im Malmanidolomit eine rege Bergbauthätigkeit ins Leben gerufen. In diesem westlichen Theile des Hoogevelds besteht der Boden zwischen Lichtenburg und Otto's Hoop durchweg aus Malmanidolomit, in welchem verticale Quarzgänge mit NNO.—SSW.-Streichen aufsetzen. Bei Kaalplaats, zwischen Malmani-Oog und Otto's Hoop findet man, von Osten her, die ersten goldführenden Quarze, welche in Angriff genommen sind. Das Streichen dieses Ganges ist ebenfalls NNO.—SSW. Bei Otto's Hoop taucht ein mächtiges Gabbromassiv aus dem Malmanidolomit hervor. In geringem Abstande westlich von diesem Gabbro steht in dem Dolomit ein 1,50 m mächtiger goldführender Quarzgang an, das sogenannte Crystal-Reef. Am entgegengesetzten Ufer des Malmaniflusses befindet sich das Pioneer-Reef, ein goldführender Quarzgang, welcher mit O.—W.-Streichen senkrecht den Dolomit durchsetzt. In einer Entfernung von 5 km in nordwestlicher Richtung ist das Mitchell's-Reef in Angriff genommen, welches ebenfalls einen vertical im Dolomit stehenden Gang mit NW.—SO.-Streichen besitzt. Weiter nördlich am Wege nach Zeerust auf dem plaats Kafferkraal wurden in 1890 zahlreiche Gänge im Malmanidolomit auf ihren Goldgehalt untersucht.

Das Crystal-Reef besteht aus derbem weissem bis grauweissem Quarz; die Höhlungen in diesem Quarz sind gewöhnlich mit Dolomitkrystallen erfüllt, nicht selten aber auch mit zierlichen Quarzsäulchen bekleidet. Lockeres Brauneisenerz ist im Quarz verbreitet und bildet stellenweise schwammige Anhäufungen. Freigold ist ziemlich reichlich vorhanden. Das Pioneer-Reef ist grob- oder feinkrystallinisch und von zahlreichen schmächtigen Trümmern durchzogen, in Folge dessen der Quarzgang oft mehr oder weniger blätterig erscheint. Diese Trümmer führen erdige oder mikrokrystallinische Kupferlasur und Malachit und nebenbei Brauneisenerz und Freigold. Der Gangquarz aus dem Mitchell's-Reef sieht demjenigen aus dem Pioneer-Reef sehr ähnlich, enthält aber mehr Kupferlasur und Malachit und obendrein etwas Bornit und

Kupferkies. Auch unterscheidet sich der Quarz vom Mitchell's-Reef durch seinen stellenweise recht bedeutenden Goldgehalt; in einem Handstück dieses Gangquarzes, welches ich aus der unausgesuchten Fördermasse aufhob, sind mit unbewaffnetem Auge 36 Pünktchen mit Freigold wahrnehmbar. Pseudomorphosen von Brauneisenerz nach Pyrit sind in diesem Gangquarz nicht selten. Ein sämmtlichen goldführenden Quarzgängen in dem Gebiet der Malmani-Goldfelder gemeinsames Merkmal ist das Zusammenvorkommen von Gold mit Kupfererzen. Nur die obersten Teufen, gewissermaassen der eiserne Hut von diesen Gängen, ist bis jetzt bekannt geworden; dass sie in grösserer Tiefe goldhaltige Kupfererze führen werden, ist wahrscheinlich. Bekanntlich kommt auch in Südwestafrika[1] Gold zusammen mit Kupfererzen vor, während im mittleren und östlichen Transvaal das Gold an Pyrit gebunden zu sein scheint.

Der durchschnittliche Goldgehalt in diesen Gängen lässt sich nicht mit einiger Genauigkeit angeben, indem derselbe ein überaus wechselnder zu sein scheint und sehr reiche Stellen plötzlich mit ganz tauben abzuwechseln scheinen. Was die Aussichten dieser Goldfelder anbetrifft, so schienen diese zur Zeit, als ich diese Gruben besuchte, nämlich im October 1890, nicht vielversprechend zu sein, indem in sämmtlichen Gruben der Betrieb entweder ganz eingestellt oder auf ein Minimum eingeschränkt worden war. Sämmtliche Gesellschaften hatten mit Geldmangel zu kämpfen. Indessen darf man nicht übersehen, dass im Malmanidolomit, wo der Abbau in den Gängen sich weniger einfach gestaltet, als in den bergmännisch so hoch begünstigten Witwatersrand-Goldfeldern, die Betriebsfehler, welche überall im Anfange in der südafrikanischen Republik begangen wurden, um so schwerer bestraft wurden. Ein Beispiel möge genügen. Die Arbeit im Crystal-Reef ist eingestellt worden, weil man das in einiger Tiefe aus dem höhlenreichen Dolomit emporsprudelnde Wasser mit kräftigen Pumpen nicht mehr bewältigen konnte; trotzdem hat man ein Pochwerk mit 25 Stempeln nebst Erzaufbereitungsanlagen

[1] G. Gürich, Goldlagerstätten in Deutsch-Südwestafrika. Zeitschr. der d. geol. Ges. XLI. p. 569. 1889, und Geol.-mineral. Mitth. aus Südwestafrika. Dies. Jahrb. 1890. I. p. 104.

in einer Entfernung von etwa 8 km am Malmanifluss errichtet, wohin für schweres Geld das Erz mit einer Trambahn geschafft wurde, weil man in der nächsten Nähe der Grube Wassermangel für das Pochwerk befürchtete. Um diese Gänge mit Erfolg abbauen zu können, wird man wahrscheinlich in den untersten Teufen des hier nicht sehr mächtigen Dolomits das Wasser nach einem Thaleinschnitt, vielleicht nach dem Flussbett des Malmaniflusses unterhalb Otto's Hoop durch einen Stollen abführen müssen; in der Weise, wie jetzt hier angefangen wurde, war eine fast nicht zu bewältigende Wasserzufuhr im Gange bei den bekannten Eigenschaften des Dolomits von vornherein zu erwarten.

Ausserhalb des Malmanidistricts ist mir nur an einer einzigen Stelle ein Versuch bekannt geworden, Gold in dem Gebiet des Malmanidolomits zu gewinnen. Es war das etwa 8 km östlich von Kromdraai (vergl. p. 204) auf Barnaarts plaats. Man findet hier mit nördlichem Einfallen folgende Gesteinsreihe von unten nach oben: Weissen Quarzit in groben Bänken, wechellagernd mit einigen Schichten von quarzitischem Sandstein, darauf zersetzte Andalusit- und Chiastolithschiefer und endlich Malmanidolomit, welch letztere Aufeinanderfolge jedoch als eine lückenlose nicht zu betrachten ist. Die untersten Schichten des Dolomits sind breccienartig und führen Tremolit, häufig auch Pseudomorphosen von Brauneisenerz nach Pyrit. In geringer Höhe über der untersten Grenze des Dolomits findet sich ein unregelmässiges Lager in dem Dolomit, welches aus weissem, porösem Quarz besteht, dessen Hohlräume an vielen Stellen mit Brauneisenerz gefüllt sind. Der, wie es scheint, sehr geringe Goldgehalt dieses Quarzes hat zu Untersuchungsarbeiten Anlass gegeben, welche aber bei geringem Erfolg bald wieder aufgegeben wurden. Die lockeren, breccienartigen Schichten des Dolomits, welche das Hangende des Quarzlagers bilden, werden „rotten reef" genannt und sollen auch Spuren von Gold führen. Auch Penning erwähnt dieses „rotten reef" an anderen Localitäten im Dolomit.

Sehr interessant ist das häufige Auftreten von Erzstöcken in den untersten Schichten des Malmanidolomits, welche namentlich an dem nördlichen Abhang des westlichen Hoogevelds im Quellgebiet des Klein- und Groot-Maricoflusses häufig

vorkommen. Diese Erzstöcke werden von mir aufgefasst als Erzabscheidungen, gebildet in Höhlen, welche in den untersten Teufen des vom Wasser stark ausgelaugten Dolomits nahe an der Grenze der liegenden Schiefer sehr häufig vorkommen. Eines dieser Erzvorkommen auf dem plaats Witkop von Herrn Lemmers in einem der linken kleinen Nebenthäler vom Thal des Klein-Maricoflusses, ungefähr 13 km südlich von Zeerust, konnte ich genauer untersuchen; es ist von mir an anderer Stelle beschrieben[1]. Aus dieser und aus einer in der Nähe auf Niekerks plaats gelegenen Grube wurden Bleiglanz, Zinkblende, Calcit, Kieselzinkerz, Zinkspath, Talk, Pyrit, Zinnober und Flussspath erwähnt. Später fand ich noch beim Zerschlagen in einem grossen aus Zinkspath und Kieselzinkerz bestehenden Gesteinsstück aus der Witkopgrube als Anflug auf Haarspalten Malachit, so dass noch ein Kupfererz zu dieser bunten Gesellschaft von Mineralien zu stellen ist. Rings um diese Erzstöcke ist der Dolomit ganz mit eingesprengten Tremolitsäulchen erfüllt.

Aus der Umgegend von Kromdraai, wo die untersten Schichten des Dolomits ebenfalls tremolitführend sind, erwarb ich auch einige Stücke Bleiglanz, welche angeblich aus diesem Gestein stammen sollen; der Fundort wurde mir jedoch verheimlicht.

Aus den Gatsrandschichten ist mir kein Beispiel von dem Vorkommen von Gold oder anderen bauwürdigen Erzen bekannt geworden.

D. Gebiet der kohlenführenden Formation.

Die kohlenführende Formation in der südafrikanischen Republik ist, Braunkohlen und Pechkohlen ausgenommen, recht arm an nutzbaren Mineralien. Gold hat man bis jetzt noch nicht im Gebiet dieser Formation gefunden. Diamanten kommen bekanntlich nicht in den Schichten dieser Formation, wohl aber in Eruptivschloten, welche die Schichten der kohlenführenden Formation durchqueren, vor. Auf p. 277 wird ein Ausflug nach einem derartigen Diamantvorkommen im Oranje-Freistaat beschrieben werden.

[1] G. A. F. Molengraaff, Über einige Erz- und Mineralvorkommen in der südafrikanischen Republik. Zeitschr. f. Kryst. XXII. p. 150. 1893.

E. Gebiet der jüngeren Ablagerungen.

Raseneisenerz kommt in den recenten Ablagerungen sehr häufig vor; unweit Scheerpont am Nordfuss des Magaliesberges kommt goldführendes Raseneisenerz vor (vergl. p. 240).

III. Specielle Beschreibung einiger Profile nebst Bemerkungen über die auftretenden Gesteinsarten.

1. Profil Hartebeestfontein—Klerksdorp—Vredefort.

Wir werden Klerksdorp, in 1600 m Meereshöhe am Schoonspruit etwa 17 km oberhalb seiner Mündung in den Vaalfluss gelegen, als Ausgangspunkt wählen und von dort erst in westlicher Richtung, nachher in östlicher Richtung das Profil entlang gehen.

Klerksdorp besteht aus zwei Theilen, dem älteren kleinen Theil am rechten Ufer des Schoonspruit und dem jüngeren, neuerdings erst in Folge der Goldfunde erbauten Theil am linken Ufer. Dieses Neu-Klerksdorp ist in einer sandigen Ebene um einen grossen Marktplatz herum angebaut; es hat nach der Goldentdeckung eine kurze Zeit von fieberhaftem Aufschwung erlebt, dem aber schnell ein heftiger Krach folgte. Im September 1890 machte es einen recht öden Eindruck; von reger Thätigkeit war keine Spur mehr zu sehen und das Centrum der Geschäftsthätigkeit, die kurz vorher erbaute geräumige Stock-Exchange harrte vergebens auf Besucher. Kaum konnte Abends die geräuschvolle und unmelodische Thätigkeit der Salvation-Army mit ihren Halleluja-Mädchen, welche wie in fast jeder Ortschaft von Südafrika in den Strassen mit Kraft operirten, die Meinung erschüttern, dass die Ortschaft fast ausgestorben war und ihr junges Leben bald ganz beenden würde. Wie plötzlich das Werden und Vergehen für Klerksdorp sich gestaltet hat, wird am Besten dadurch illustrirt, dass, sobald die Kunde von diesem Aufblühen Klerksdorps die Regierung in Pretoria erreicht hatte, mit löblichem Eifer sofort der Bau eines grossen Gouvernementsgebäudes ausgeschrieben wurde. Es macht einen tragikomischen Eindruck dieses wirklich schöne und solide Bauwerk, die officielle Bestätigung der Blüthe Klerksdorps, an dem öden Marktplatz zwischen Reihen von verlassenen Ge-

schäftsgebäuden aufbauen zu sehen. Ob es, falls je, in den ersten Jahrzehnten Dienste leisten wird, ist sehr zu bezweifeln.

Die Ortschaft Klerksdorp ist gebaut auf mit Sand und Schutt bedecktem Diabasmandelstein, welches Gestein stromabwärts im Bett des Schoonspruit an mehreren Stellen ansteht. Das Gestein ist hier undeutlich und grob geschichtet mit NO.—SW.-Streichen und einem Einfallen von 17° nach Südosten. Unmittelbar über dem alten Dorf liegt eine Reihe von länglich-ovalen, durch tiefe Sättel ganz von einander getrennten nicht über 50 m hohen Hügeln, die aus Quarzporphyrit bestehen (vergl. p. 213). Folgt man unserem Profil entlang dem Weg nach Rietkuil, so hat man bald diese Reihe von Porphyrithügeln durchquert und gelangt nun in eine ausgedehnte etwas wellige Ebene, welche in der Ferne westlich von parallelen, scharfen Hügelreihen abgeschlossen wird. Vielleicht noch 1 km führt der Weg über Sand und Schutt, in welchem man mitunter noch Porphyritstücke finden kann, weiter westlich muss man aus losen Gesteinsstücken, welche dem Mandelstein am Schoonspruit vollständig gleichen, auf das Anstehen von diesem Gestein unter dem oberflächlichen Verwitterungsboden schliessen, wie im Profil angegeben ist. An der Stelle, wo der Weg die Hartebeestspruit, welche bei Hartebeestfontein entspringt, schneidet, liegen die Pochwerke der Worcester-Hope und der Rietkuil-Kopje G. M. Co. Etwa 100 m östlich von diesen Pochwerken kommt das Ausgehende von quarzitischen Sandsteinen und Conglomeraten der Witwatersrandserie als ein flacher, nicht über 1 m hoher Gesteinswall zum Vorschein. Das Streichen der Schichten ist hier sehr abwechselnd, es herrscht aber die NNO.—SSW.-Richtung mit flachem Einfallen nach Westen. Diese Schichten sind wahrscheinlich durch eine Verwerfung ostwärts abgesunken, wodurch sie hier gegen den jüngeren Mandelstein absetzen; die Contactstelle ist jedoch mit tiefem Sand und Schutt bedeckt. Dem Weg nach Rietkuil folgend, gehen wir niedrigen Hügelreihen entlang, in welchen verschiedene, etwa 2 m tiefe Prospectirgräben („trenches“) quer zum Streichen der Schichten ausgegraben worden sind, um nach goldhaltigen Conglomeraten zu suchen. Das herrschende Streichen in diesen Einschnitten, welche hier gemacht worden sind in der

Streichungslinie der in Rietkuil-Kopje zu Tage tretenden und abgebauten goldführenden Schichten, ist N. 20° O.—S. 20° W. und das Einfallen gewöhnlich flach etwa 25° nach Westen, mitunter aber auch steiler bis 60° nach Osten. Die Schichten sind durch Verwerfungen stark gestört.

Hat man diese Hügelreihe überschritten, so ist man im Centrum der Rietkuil-Goldfelder angelangt; die schmale Ebene, in welcher man sich jetzt befindet, wird östlich von der schon erwähnten Rietkuilkopje-Hügelreihe, westlich von der Klerksdorp-Main-Reef-Hügelreihe begrenzt. In beiden Hügelreihen sind über eine Entfernung von 9 km die goldführenden Conglomerate in Angriff genommen worden. Hat man diese 2½ km breite Ebene, in welcher auch an mehreren Stellen Versuchsarbeiten ausgeführt worden sind, überschritten, so erreicht man den im Mittel etwa 24 m hohen östlichen Steilabfall der Klerksdorp-Main-Reef-Hügelreihe.

Das Streichen der Sandsteine, Schiefer und Conglomerate in dieser Hügelreihe ist im Durchschnitt NNO.—SSW. bis NO.—SW., das Einfallen steil nach Osten. Hat man die Kammhöhe dieser Hügelreihe erreicht, so sieht man nach Westen eine sanft sich vertiefende Ebene, welche durch die unregelmässigen, zackigen Rhenosterberge im Westen abgeschlossen wird. Anfangs findet man wiederholt in dieser Ebene das Ausgehende der steil aufgerichteten Schichtenköpfe von Sandstein und Schiefer aus der Witwatersrandserie; weiter westlich ist die Ebene mit Sand bedeckt, bis 2 km westlicher die Rhenosterberge sich jäh 65 m über dieser Ebene erheben. Sie bestehen aus stark gestörten eisenreichen Thonschiefern, deren allgemeines Streichen NO.—SW. bis NNO.—SSW. ist, welche lebhaft an die Schiefer- und Quarzitformation über Johannesburg erinnern und auch wie diese zu der alten Schieferformation gerechnet ist. In einem bis jetzt unbenannten, von mir Drapers Nek genannten Sattel etwa inmitten der Rhenosterberge, wo ein Weg von Klerksdorp-Main-Reef nach Hartebeestfontein hinüberführt, steht ein Melaphyrmandelstein an, welcher aber keine grosse Ausdehnung besitzt und dem Mandelstein von Schoonspruit nicht ähnlich sieht. Den Weg nach Hartebeestfontein verfolgend, kommt man in eine tiefe Ebene, durch deren tiefsten Theil der Hartebeest-

spruit fliesst. Die Ebene ist mit Gestrüpp und Gras bewachsen. Tief verwitterter Mikroklingranit ist das bodenbildende Gestein in dieser Ebene; frische Handstücke kann man nur schlagen in der Nähe eines dieses Granitmassiv durchquerenden, senkrechten, etwa 1 m mächtigen Ganges, welcher mit NO.—SW.-Streichen den Granit durchsetzt und viele Kilometer als ein weisser Steinwall zu verfolgen ist. Die in diesem Granitgebiet anstehenden Gesteine sind oben p. 184 beschrieben.

Bei Hartebeestfontein wird das Granitgebiet nach dem Westen und Nordwesten begrenzt durch eine Steilwand, welche sich bis zu 190 m über das Granitgebiet erhebt. Diese Steilwand besteht, soweit nicht, wie am Fuss, oberflächliche Bildungen das anstehende Gestein der Wahrnehmung entziehen, aus Malmanidolomit, dessen Schichten recht schwach, etwa 5° nach Nordwesten einfallen. Beim Dorfe Hartebeestfontein findet sich in den untersten Schichten des Dolomits eine in der trockenen Jahreszeit recht schwache Quelle, offenbar eine Übergussquelle. Im Profil sind die Schichten des Malmanidolomits, discordant die alte Schieferformation überlagernd, angegeben, obwohl diese bei Hartebeestfontein nicht zu Tage treten. Es findet dies seine Begründung darin, dass etwa ¾ km nach Nordwesten sich zwischen dem Steilabfall des Dolomits und die Granitebene ein niedriger Hügelzug schiebt, welcher aus Schiefern, Sandsteinen und Quarziten besteht, welche derjenigen der alten Schieferformation vollkommen ähnlich zu sein scheinen. Discordant auf diesen Schichten ruht eine Breccie, welche aus durch ein dolomitisches Cement verkitteten, sehr wenig oder gar nicht abgerundeten Bruchstücken von Thonschiefer, Sandstein, Quarzit und Mikroklingranit besteht. Diese Breccie bildet die untersten Schichten des Dolomits und geht nach oben bald in den normalen, mit Hornsteinschichten wechsellagernden Malmanidolomit über. Die Discordanz des Malmanidolomits über den Schichten der alten Schieferformation ist also hier unzweifelhaft vorhanden.

Etwa 1½ km nach NW. liegt über dem Dolomit das p. 239 beschriebene Riesenconglomerat[1]. In nordwestlicher Richtung

[1] In der Profilzeichnung durch schwarze Kreise auf weissem Grund angegeben.



folgt der westliche Theil des Hoogevelds, in welchem die Dolomitformation eine grosse Rolle spielt.

Wenden wir uns jetzt demselben Profil entlang von Klerksdorp nach Osten. Unmittelbar östlich von Neu-Klerksdorp kann man das Ausgehende von festen Gesteinsschichten aus der sandigen Ebene in drei mit NS.-Streichen parallel verlaufenden Hügelreihen wahrnehmen. Die erste Hügelreihe ist kaum mehr als ein Steinwall, welcher sich 1—3 m hoch erhebt, aber trotzdem im Streichen nach Norden einige Kilometer weit zu verfolgen ist. Sie besteht aus Sandstein, Quarzit und grobem werthlosem Conglomerat. Das Einfallen der Schichten wechselt ab, ist aber immer steil nach Osten. Der kleine Maassstab erlaubte nicht, diese winzige Hügelreihe in das Profil einzuzeichnen. Nach Süden verschwindet dieser Steinwall bald unter oberflächlichen Bildungen. Die zweite Hügelreihe, etwa 100 m östlich von der ersten gelegen, ist die Golden-Estate-Range. Diese besteht aus Sandstein, Quarzit und goldführenden Conglomeraten. Das Einfallen der Schichten ist 5—30° nach Westen. In nördlicher Richtung lässt sich dieser Hügelzug als eine Reihe von Hügeln verfolgen, in südlicher Richtung verliert sie sich bald in die Ebene. Das in dieser Hügelreihe abgebaute Banket-Reef wird nach Süden durch eine Verwerfungsspalte abgeschnitten und es ist bis jetzt noch nicht gelungen die Fortsetzung desselben zu finden. Ich betrachte diesen unbedeutenden Hügel der Golden-Estate-Range und den ihm vorgelagerten niedrigen Steinwall als eine durch Verwerfungen in ein niedriges Niveau gebrachte Scholle der Boschrandserie, wie im Profil angegeben ist. In der sandigen Ebene zwischen Golden-Estate und Boschrand steht wieder Diabasmandelstein an, auf welchem, je mehr man sich dem Boschrand nähert, vereinzelte verstürzte Blöcke von Quarzit, Conglomerat und auch von Dolomit liegen.

Der Boschrand ist ein niedriger, sehr geschlossener Hügelzug, dessen oberer senkrechter Abfall nach Westen nicht mehr als 3—7 m hoch ist. Der Boschrand ist, wie sein Name verlautet, im Gegensatz zu der in der trockenen Jahreszeit ausserordentlich dürren und kahlen Umgebung mit reichlichem Gestrüpp und niedrigem Holz bewachsen. Nach Osten hat der Boschrand eine fast unmerkbare Böschung und hängt mit der

Ebene zusammen. Die Schichten fallen 5—16° nach Osten ein. Die Schichtenfolge von dem Mandelstein nach oben ist: Sericitreiche Thonschiefer, darüber abwechselnd Sandstein, Quarzit, goldführendes Conglomerat, sandiger Thonschiefer, und ein Thonschiefer, welcher durch hohen Gehalt an dichtem Sericit fettig beim Anfühlen ist, darauf wieder Thonschiefer. Im Ganzen sind hier 4—5 Banketschichten bekannt. Es wurde schon p. 217 erläutert, weshalb die Schichten der Boschrandserie von mir als ein selbständiges Schichtensystem aufgefasst werden. Diese Auffassung findet man auch in den Profilen vertreten; immerhin betrachte ich aber die Frage nach der Stellung der Boschrandschichten als eine noch nicht endgiltig gelöste. Möglicherweise werden spätere Untersuchungen erweisen, dass die Witwatersrandserie und Boschrandserie zusammengehören; in diesem Fall wäre die Mandelsteindecke bei Klerksdorp älter als die Schichten der Witwatersrandserie und wäre die etwas fragliche Verwerfung südwestlich von Klerksdorp zwischen dem Mandelstein und den Schichten der Witwatersrandserie zu streichen.

Etwa 200—250 m östlich vom Steilrande des Boschrands fängt die Bedeckung der Schiefer durch Malmanidolomit an. Der in grossen unregelmässigen runzeligen Platten zu Tage tretende Dolomit liegt annähernd horizontal; bei dem geringen Einfallen der liegenden Schichten und bei den vielen localen Störungen, an welchen die Dolomitschichten reich sind, ist es nicht mit Sicherheit festzustellen, ob der Dolomit die Boschrandschichten concordant oder discordant überlagert. Im Profil ist eine concordante Schichtenfolge dargestellt.

Verfolgen wir jetzt den Weg vom Boschrande nach Osten, dem grossen Verkehrswege von Klerksdorp nach Potchefstroom entlang. Bis zum Hotel White House, einer Haltestelle der coaches am Koekoemoersspruit, etwa 11 km von Klerksdorp entfernt, bleibt der flachliegende Malmanidolomit das herrschende Gestein. Bei diesem Hotel verlassen wir den grossen Verkehrsweg und biegen rechts ab auf einem Weg, welcher in einiger Entfernung vom rechten Vaalufer nach de Wetsdrift führt. Am 21. October war ich von Klerksdorp-Drift, an dem linken Vaalufer entlang, nach Vredefort gegangen und am 23. October kehrte ich über Reitzburg und de Wetsdrift auf diesem

Wege längs des rechten Ufers zurück. Das Profil AB ist am rechten Ufer des Flusses aufgenommen, obwohl die gerade Linie AB auf der Karte, welche die allgemeine Richtung dieses Profils angeben soll, theilweise am linken Ufer entlang geht.

Östlich von Koekoemoersspruit führt der Weg durch eine wellige Ebene. Das erste anstehende Gestein ist ein nicht im Profil angegebener Diabas, der als eine Anhäufung von losen, angewitterten Blöcken zu Tage tritt. Dieser Diabas führt neben gewöhnlichem Augit auch Diallag, welcher reich an Interpositionen ist. Seine typische, ophitische Structur bedingt die Stellung des Gesteins zu den Diabasen. Bald erhebt sich eine Hügelreihe, deren Höhe nicht über 10—20 m geht. Die Schichten bestehen aus Thonschiefern, Quarziten und Sandsteinen, deren Streichen NO.—SW. und deren Einfallen 45° SO. beträgt. In der Ebene hinter dieser ersten Hügelreihe steht wieder Diabas an, worauf eine zweite, ebenfalls sehr niedrige Hügelreihe folgt, in welcher Quarzit- und Sandsteinschichten mit O.—SO.-Einfallen anstehen. Hat man diese unbedeutende, ungefähr 4 km von Koekoemoersspruit entfernte Hügelreihe überschritten, so ist man in der breiten Ebene angelangt, in welcher der Mooi-Fluss sein schmales, tiefes Bett eingegraben hat. Diese namentlich in der Nähe des Mooi-Flusses recht fruchtbare Ebene ist ungefähr 11 km breit. Anstehendes Gestein findet man nur in der Nähe des Flusses, besonders in einiger Entfernung vom linken Ufer, wo sehr grosse gerundete Blöcke die Oberfläche eines ausgedehnten grossen Gabbro-Gebietes bilden. Das Gestein ist ein quarzreicher mittelkörniger Gabbro. Quarz und Plagioklas sind häufig mikropegmatitisch verwachsen. Der diallagartige Pyroxen besitzt den gleichen Charakter wie der Gabbro von dem Rhenosterkop, welcher p. 287 näher beschrieben werden wird.

Nach Osten wird die Mooi-Fluss-Ebene wieder durch einen von Nord nach Süd streichenden Hügelzug unterbrochen, welcher aus Sandstein und Quarzit besteht. Wir sind hier in dem entgegengesetzten östlichen oder inneren Flügel der Witwatersrandmulde angelangt und die Schichten fallen hier nach Westen ein. In der Ebene, östlich von dieser Hügelreihe, stehen

verschiedene Varietäten von Quarzgabbro an. Bei sämmtlichen Varietäten ist der Pyroxen stark gestreift nach 0P {001}, besitzt aber keine Interpositionen und keine Theilbarkeit nach ∞P∞ {100} und ist also kein typischer Diallag. Eine Varietät führt spärlich primäre Hornblende und Titaneisen mit Schalenbau nach R, in Leukoxen umgewandelt. Einige Varietäten besitzen eine mehr oder weniger ausgesprochene ophitische Structur und bilden also Übergänge zu Quarzdiabas.

Etwa 2 km östlich von der Mooi-Fluss-Ebene begegneten wir einer zweiten doppelten Hügelreihe, deren Streichen ebenfalls NS. ist. Die östliche, etwa 1 km breite Hälfte dieser Hügelreihe erhebt sich im Mittel 90 m über den Vaalfluss. Der westliche Hügel besteht namentlich aus Sandstein und Quarzit, deren Schichten 30° nach Westen einfallen. Durch eine wenig vertiefte, etwa 1 km breite Ebene ist die westliche Hälfte dieser Hügelreihe von der östlichen getrennt, welche vorwiegend aus eisenreichen Thonschiefern besteht, deren Schichten anfangs 30° nach Westen einfallen, aber, je mehr man nach Osten kommt, immer stärker gehoben sind, bis schliesslich ein Einfallen von 55° erreicht wird. In der Ebene zwischen den Hügeln steht Quarzdiabas an. Das Gestein besitzt ophitische Structur und primärer Quarz füllt die Maschen, welche zwischen Plagioklas und Augit übrig geblieben sind. Sowohl Plagioklas als Augit sind fast vollständig zersetzt, Augit in der Weise, dass der Kern in Chlorit, der Rand in faserigen Amphibol vom Aktinolithtypus umgewandelt ist. Dieser Quarzdiabas wird wieder von einem Gange eines stark zerklüfteten, dichten, quarzfreien Diabas durchsetzt. Dieses Ganggestein ist stark zersetzt und unter den bei der Zersetzung neugebildeten Mineralien spielt ein Uralit eine so grosse Rolle, dass beim ersten Blick durch das Mikroskop, das Gestein fast nur aus einem groben Filz von schilfigen und faserigen Amphibolkryställchen zu bestehen scheint.

Sämmtliche hier aufgezählte Hügelreihen, welche man am Wege von Koekoemoerssprnit nach de Wetsdrift durchquert, werden von mir als die Fortsetzungen der nord- und nordostwärts höher ansteigenden Hügel des Gatsrandes betrachtet. Einige dieser Hügelreihen setzen sich noch bis an

das jenseitige Ufer des Vaal-Flusses fort, wo sie aber im Oranje-Freistaat bald unter den horizontalen Schichten der kohlenführenden Formation verschwinden. Die Stellen, wo diese quer zum Verlauf des Vaal-Flusses streichenden Hügelreihen den Fluss durchqueren, sind übrigens auf der Karte aus dem Verlauf des Flusses abzulesen. Dort, wo der Vaal-Fluss, unterhalb der Mündung des Mooi-Flusses, eine scharfe doppelte Biegung macht, werden die Hügelreihen durchbrochen, welche die Mooi-Fluss-Ebene an der Westseite begrenzen. Das Gleiche sieht man gleich oberhalb der Mündung des Schoonspruits, wo der Vaal-Fluss scharf gegen die Boschrandhügelreihe ausbiegt, ehe er diese durchquert.

Verfolgen wir jetzt wieder unseren Weg dem Profil AB entlang in östlicher Richtung. Der Weg nähert sich dem Flusse und im Flussbett findet man die Schichten des Malmanidolomits in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen. Die Schichten stehen vollkommen auf dem Kopf und bei niedrigem Wasserstande, wie ich diesen am 23. October 1890 antraf, kann man über die Schichtenköpfe gehen und die Mächtigkeit der Malmanidolomite an dieser Stelle genau bestimmen.

Die Mächtigkeit beträgt wenigstens 550 m, wahrscheinlich aber etwas mehr, indem nach Westen zu die Schichtenköpfe von Wasser bedeckt sind und die obere Grenze demnach geschätzt werden musste. Deutlich sieht man, wie über die ganze Mächtigkeit des Systems dünne Hornsteinschichten mit dickeren Dolomitschichten wechsellagern. Im unteren Theil, also hier im westlichen Theil des Aufschlusses, sind die Dolomitschichten am mächtigsten und die Hornsteinschichten am wenigsten häufig, nach oben aber werden sämmtliche Schichten weniger mächtig, wodurch also die Hornsteinlagerungen sich nähern. Der Hornstein ist bald hellgrau durchscheinend, bald schwarzgrau kantendurchscheinend, bald auch gestreift oder gebändert. Gewöhnlich haben die Hornsteinschichten einen wellenförmigen Verlauf. Den Contact zwischen diesem Dolomit und den Gatsrandschichten fand ich nicht freigelegt, und es ist also nicht ganz sicher, ob die oben beschriebenen Schichten der Gatsrandserie concordant über dem Malmanidolomit liegen oder gegen diese abstossen. Nach Osten folgen unter dem Dolomit die Schichten der unteren Cap-Formation, welche sich

hier durchweg in überkippter Stellung befinden. Eine Thatsache lehrt dieses Profil bei de Wetsdrift mit überzeugender Sicherheit, dass der Malmanidolomit, es möge dieser nun concordant oder discordant über der unteren Cap-Formation liegen, jedenfalls schon abgelagert war, als die tektonischen Störungen stattfanden, welche die Bildung der Witwatersrandmulde zur Folge hatten. Die Malmanidolomit-Transgression ist also älter als die Bildung der Witwatersrandmulde. Ostwärts von diesem Malmanidolomitgebiet, gleich über de Wetsdrift, stehen Sandsteine, Schiefer und auch kümmerlich entwickelte Conglomerate an, welche mit NNO.—SSW.-Streichen senkrecht einfallen. Ich betrachte die Schichten als die im östlichen Flügel der Witwatersrandmulde auftretende Fortsetzung der Boschrandschichten. Die Mächtigkeit dieses Schichtensystems schien mir hier kaum mehr als 30 m zu betragen. Wir stehen jetzt am Fusse einer stattlichen Hügelreihe, welche aus isolirten, durch einen tiefen Sattel verbundenen, gerundeten Hügeln besteht. Die ganze Hügelreihe besitzt hier ein NNO.—SSW.-Streichen, biegt sich aber bald, so wie alle folgenden Hügelreihen, halbkreisförmig um das Granitmassiv von Vredefort herum. Die mittlere Höhe dieser Hügelreihe ist 150 m über dem Vaalfluss bei de Wetsdrift. Diese etwa 1 km breite Hügelreihe besteht aus Diabasmandelstein. An der Ost- und Westseite, oder, wenn wir das Ganze als einen durch tektonische Vorgänge vertical gestellten Strom betrachten, besteht das Gestein an der Ober- und Unterseite des Stromes aus zersetztem Diabasmandelstein, mehr nach der Mitte des Hügels nehmen porphyrische Plagioklaskrystalle immer mehr an Anzahl zu, während die Mandeln weniger zahlreich werden, bis schliesslich das Centrum des Hügels aus mandelfreiem Plagioklasporphyrit besteht. Die höchsten Gipfel dieser Hügelreihe, soweit ich sie besuchte, bestehen aus diesem Porphyrit.

Östlich von dieser Porphyrithügelreihe ist ein schönes Profil in den Schichten der Witwatersrandserie entblösst, dort, wo der Vaalfluss sich genau quer zum Streichen ein Bett gegraben hat. An beiden Seiten erheben sich die Felsen 40—50 m hoch und in den steilen Abhängen sind die abwechselnden Schiefer-, Sandstein- und Conglomeratschichten sehr gut zu verfolgen, wie jede Schicht den Fluss durchquert

und am jenseitigen Ufer wieder emporsteigt. Das Streichen dieses Schichtensystems ist NNO.—SSW., das Einfallen anfangs 65°, mehr östlich aber 58° nach Osten. Die Schichtenfolge ist auf Fig. 8 abgebildet. An einer Stelle werden diese Schichten von einem Gang von stark zersetztem Plagioklasporphyrit durchsetzt. Etwa 4 km östlich von den Porphyrithügeln gelangt man bei Schoemans-Drift in die Ebene, in welcher 3 km südlicher die Ortschaft Reitzburg liegt. Bis an diese Ebene fallen die Witwatersrandschichten nach Osten ein; die Ebene ist mit Sand bedeckt und in den Hügeln, welche diese Ebene nach Osten abschliessen, zeigen die Gesteinsschichten ein entgegengesetztes Einfallen. Auch in dieser Hügelreihe sollen goldführende Conglomerate gefunden werden. Reitzburg, der Sitz des Inspectors der Goldfelder im Oranje-Freistaat, ist ein kleiner Ort mit einigen Dutzend Wohnungen, welche grösstentheils der Entdeckung der Goldfelder ihr Entstehen verdanken. Verfolgt man den Weg von Reitzburg nach Vredefort und hat man die erste Hügelreihe, in welcher Sandsteine mit westlichem Einfallen anstehen, überschritten, so folgen nach Osten wieder eine Anzahl Hügelreihen, welche einander parallel in einem grossen Bogen an das Granitmassiv von Vredefort herumlaufen. Jene dem Granitgebiet am nächsten liegenden Hügelreihen sind von mir zu der alten Schieferformation gezogen worden. Witwatersrandschichten und alte Schieferformation sind hier sehr schwierig aus einander zu halten und die Grenze zwischen beiden ist von mir vorläufig etwas willkürlich hinter der ersten Hügelreihe östlich von Reitzburg gezogen worden, weil diese Hügelreihe die am meisten östlich gelegene ist, in welcher noch Conglomerate, ähnlich denjenigen des Witwatersrandes, gefunden worden sind.

Die unbedeutende Ebene hinter dieser Hügelreihe wird nach Osten durch eine höhere Hügelreihe abgeschlossen, welche der Weg in dem sogenannten Waterpoortje, eine heikle Stelle für Fuhrwerke, durchquert. Im Waterpoortje stehen Thonschiefer an, und darüber liegt quarzitischer Sandstein, welcher schwach goldführend sein soll. Am östlichen Steilabhang dieses Hügels findet sich wieder Thonschiefer anstehend und in der darauffolgenden Ebene Diabas, welches Gestein bald durch oberflächliche Bildungen dem Auge entzogen wird.

Dieses Längsthal ist ungefähr 2½ km breit und wird nach Osten wieder begrenzt durch eine Hügelreihe, deren Streichen hier wie bei allen übrigen NNO.—SSW. ist. In dem Hügel, dessen Schichten etwa 25° nach Osten einfallen, ist die Schichtenfolge von unten nach oben: Korundschiefer, darüber Korundporphyroid in mächtigen Bänken mit einer dazwischen eingeschalteten Quarzitschicht und darüber quarzitischer Sandstein bis zum Gipfel des Hügels. Etwa 200 Schritt ostwärts jenseits dieser Hügelreihe tritt wieder in der Ebene ungeschichteter Korundporphyroid in grossen Blöcken zu Tage; weiter nach Osten ist die Schichtenfolge durch Sandbedeckung dem Auge entzogen. Nachdem noch eine Hügelreihe, in welcher Thonschiefer und Quarzit mit steilem Einfallen nach Westen anstehen, überschritten worden ist, sieht man das wellige, schwach ansteigende Granitgebiet vor sich liegen. Jedoch durchschneidet der Weg nach Vredefort, ehe man den Granit betritt, noch einen nur wenige Fuss bis einige Meter hohen Gesteinswall, welcher ebenfalls an der Grenze des Granits um den Granit herumläuft; dieser besteht aus Aktinolithschiefern, welche überall von dem Granitgebiet abwärts einfallen. Das Granitgebiet von Vredefort mit den bei den Witkopjes aufgelagerten und eingeklemmten Schollen von Aktinolithschiefern ist p. 193 beschrieben. Die interessante Umgegend von Parijs, wo dieser Granit bis an das rechte Vaalufer heruntergreift, konnte ich leider nicht besuchen. Die eigenthümliche Bodengestaltung in der Nähe von Vredefort hat den Vaalfluss zu einem gewissen Verlauf gezwungen und man kann die Eigenthümlichkeiten des Bodenreliefs gewissermaassen aus dem Stromlauf ablesen. Nachdem der Vaalfluss die Hügelreihen oberhalb Parijs durchschnitten hat, strömt er anfangs eine Strecke lang zwischen dem Granitmassiv und den jenes umgebenden Hügelreihen. Darauf biegt der Fluss nach Nordwesten um und durchquert vier parallele Hügelreihen, bis er bei Vorensdrift wieder nach Südwesten umbiegt und in ein Längsthal zwischen zwei parallelen Hügeln der Witwatersrandschichten — dasselbe Längsthal, in dessen Verlängerung Reitzburg liegt — strömt. Bei Schoemans-Drift biegt der Fluss abermals rechtwinklig nach Westen um und durchquert bei Elandslaagte die Hügelreihen,

welche von den jüngeren Schichten der Witwatersrandserie gebildet werden, stösst gegen den oben beschriebenen Mandelstein- und Porphyrithügelzug, welcher den Fluss zwingt, nach Norden umzubiegen. Erst nachdem auch dieser letzte Hügelzug durchquert ist, verfolgt der Vaalfluss seinen weiter viel weniger gestörten Lauf nach West-Südwest.

2. Profil längs der Linie C D auf der Karte.

Dieses Profil stellt eine schematische Zusammenstellung dar von eigenen Beobachtungen in der Umgegend von Vredefort, von Johannesburg und am Wege von Vredefort nach Potchefstroom, sowie auch von Angaben von anderen Forschern, wie Sawyer, Penning, Maidment u. a.

3. Profil Pretoria—Johannesburg.

In geringem Abstand nördlich von den Pyramiden soll das grosse Granitgebiet vom Boschveld anfangen, in welchem Gebiet nach Cohen Amphibolgranit die herrschende Gesteinsart sein soll. Soweit nördlich kam ich nicht, erwarb aber ein Handstück von Granit aus Soekikoeni's Land, etwa 120 km nordöstlich von Pretoria im Boschveld gesammelt. Es ist dies ein grobkörniger Granit, vorwiegend aus fleischrothem Orthoklas und Quarz bestehend. Die Pyramiden, sowie die Reihe von Hügeln, welche man von den Magaliesbergen in nördlicher Richtung erblickt, werden von den Magaliesbergen durch eine breite Ebene getrennt und bestehen aus isolirten gerundeten Kuppen, welche den östlichen Theil der Reihe der Zwartkopjes bilden, welche Reihe von Hügelkuppen sich in westlicher Richtung bis über Rustenburg verfolgen lässt. Diese Hügel bestehen nach den Untersuchungen von Cohen und Wülfing[1] vorwiegend aus Gabbro, zwischen Renseburg und Rustenburg jedoch an einer Stelle aus Nephelinsyenit.

In der Ebene zwischen diesen Pyramiden und den Magaliesbergen stehen etwa ½ km nördlich von letztgenannter Bergreihe Bänke von lockerem, porösem Raseneisenerz an,

[1] E. A. Wülfing, Untersuchung eines Nephelinsyenits aus dem mittleren Transvaal, Südafrika. Dies. Jahrb. 1888. II. p. 16.

welches Sandstein und Quarzgerölle zu einer Art Conglomerat verkittet hat. Merkwürdigerweise scheint dieses Eisenerz in der Umgegend von Scheerpoort goldführend zu sein.

Von dieser Ebene aus erblickt man in südlicher Richtung die Magaliesberge als einen ununterbrochenen, sich von Ost nach West erstreckenden Riesenwall. Am Wonderboomspoort wird dieser vom Apiesfluss in einem steilen, engen Querthal durchbrochen. Der Magaliesberg besteht hier gänzlich aus grau bis schwach röthlich gefärbtem, festem quarzitischem Sandstein oder aus Quarziten. Das Streichen dieses in deutlichen Platten abgesonderten Gesteines ist hier mit 40° Einfallen nach Norden.

In einer geringen Entfernung von dem südlichen steilen Abhang der Magaliesberge steht in der Nähe von Wonderboomspoort Biotit-Amphibolgranit oder Amphibolgranitit an, welches Gestein hier einen kleinen Stock zu bilden scheint. Makroskopisch fällt in dem Gestein der grosse Reichthum an Amphibol bei reichlichem Quarzgehalt sofort auf. Mikroskopisch kann man in diesem mittelkörnigen Gestein unterscheiden: von primären Gemengtheilen Magnetit, Apatit, Biotit, Muscovit, Epidot und Calcit. Magnetit und Biotit liegen dicht neben einander, letzterer erscheint oft zum grossen Theile in Chlorit umgewandelt. Muscovit ist in dem Gestein sparsam vorhanden und regelmässig mit parallelen Spaltungsflächen mit Biotit verwachsen. Der primäre massige Amphibol bildet grosse, in der Prismenzone scharf krystallographisch begrenzte Individuen. Es kommt eine dunkle und eine lichtere Varietät von primärem Amphibol vor, welche den folgenden Pleochroismus zeigt.

Für Strahlen, welche parallel schwingen	Farbe: dunkle Varietät	Farbe: lichte Varietät
a	hellbraun	strohgelb
b	dunkelbraun	dunkelbräunlichgrün
c	braun	hellbläulichgrün

Individuen der dunklen, sowie der hellen Varietät sind oft parallel verwachsen und durchdringen einander gegenseitig. Die Hornblende ist an vielen Stellen zersetzt, dabei entfärbt und faserig geworden, unter Neubildung von Chlorit, Epidot und reichlichem Calcit. Orthoklas herrscht über Plagioklas

vor. Gewöhnlich sind die Orthoklaskrystalle am meisten im Inneren zersetzt, so dass ein aus einem trüben Aggregat von Muscovitblättchen und Epidotkryställchen bestehender Kern von einem durchsichtigen, weniger zersetzten Rand umgeben ist. Der Quarz, welcher reich an Flüssigkeitseinschlüssen ist, umschliesst zahlreiche Apatitsäulchen, welche auch in den übrigen Gemengtheilen als Einschluss nicht fehlen. Quarz und Feldspath sind oft mikropegmatitisch verwachsen.

Verfolgt man den Lauf des Apies-Flusses weiter stromaufwärts, so muss man sich nach Südwesten zu wenden. Die weite Ebene, welche man jetzt in schräger Richtung durchschneidet, ist mit Sand und hartem Grase bedeckt und nach Süden von einem von Ost nach West streichenden Hügelzug begrenzt, welcher dem Magaliesberg sehr ähnlich sieht, jedoch niedriger ist. Anstehendem Gestein begegnet man erst wieder am Daspoort, wo der Apies-Fluss diese Hügelreihe, die Daspoortreihe, durchbricht. Hier ist das Gestein entweder dick- oder dünnplattiger Quarzit oder quarzitischer Sandstein, der dem Gestein der Magaliesberge recht ähnlich sieht. Am 25. September 1890, als ich Daspoort besuchte, war hier am linken Ufer des Apies-Flusses der Fahrweg bedeutend verbreitert worden und deshalb waren grosse Mengen von dem Quarzit gebrochen. Ausgezeichnete Dendriten, mit welchen die Kluftstücke dieses Quarzits bedeckt waren, bereiteten mir auch hier, wie so oft in Südafrika, eine Enttäuschung, indem man mir schon in Johannesburg von schönen Petrefacten erzählt hatte, welche bei dem Wegebau am Daspoort unweit Pretoria gefunden sein sollten. Unter diesem Quarzit liegt in concordanter Lagerung Thonschiefer, dessen Schichtenköpfe, sobald wir den Weg in südöstlicher Richtung nach Pretoria verfolgen, unter den oberflächlich in der Pretoriaebene liegenden Sanden verschwinden. Etwas weiter nach Süden ragen zahlreiche gerundete Blöcke von Diabas aus dem Boden hervor. Ein von Ost nach West streichender breiter Streifen ist, so weit der Blick reicht, mit diesen Blöcken bedeckt. Es bilden diese Blöcke offenbar das Ausgehende eines mächtigen Ganges oder Lagers von Diabas. Südlich von diesem Diabas steht wieder Thonschiefer an, wie dies beobachtet werden kann an der Stelle, wo der Apies-Fluss, welcher von Pretoria

anfangs westlich fliesst, sich nordwärts nach Daspoort umbiegt. Etwas mehr östlich kommt in der Ebene von Pretoria wieder eine OW. gestreckte Hügelreihe hervor, welche ich die Pretoriareihe genannt und oben p. 207 erwähnt habe. Etwa 2 km östlicher steht in der Pretoriaebene südlich von der letztgenannten Hügelreihe wieder Diabas an. In diesem Gesteine kann man makroskopisch in der dichten dunkelgrauen Grundmasse kleine dunkelgrüne Säulen als porphyrische Einsprenglinge unterscheiden. Im Dünnschliff erblickt man eine Grundmasse von rein ophitischer Structur, welche aus stark zersetztem Plagioklas und Augit besteht, in welcher zerstreut einige grosse, scharf begrenzte Einsprenglinge liegen, deren Form wahrscheinlich macht, dass sie einst dem Augit angehört haben. Sie sind aber vollständig und regelmässig in Chlorit umgewandelt, so dass jede Pseudomorphose sich als ein einheitlicher Chloritkrystall beträgt und auch einheitlich auslöscht[1]. Einige Augitsäulchen sind im Innern in solchem einheitlichem Chlorit, am Rande aber in ein Aggregat von Uralitnadeln umgewandelt.

Gegen Süden wird die Pretoriaebene abgeschlossen durch eine drei- bis vierfache Hügelreihe, deren allgemeines Streichen wieder OW. ist. Sämmtliche Gesteinsschichten in diesen Hügeln fallen nach Norden ein. Die erste Hügelreihe, welche sich etwa 100 m über die Pretoriaebene erhebt, besteht aus Thonschiefer, welcher stellenweise sandig ist; darüber liegt, etwa in halber Höhe an dem nördlichen sanften Abhange des Hügels, das Ausgehende einer Schicht von Eisensandstein, sparsame feine Sandkörner durch ein sehr reichliches Cement von Magnetit und Brauneisenerz verbunden. Auf den Kluftflächen dieses Eisensandsteins, und auch zum Theil im Sandstein angesprengt, sitzen dichtgedrängt kleine Oktaëder von Magnetit. Über diesem Eisensandstein liegt wieder röthlicher Thonschiefer, der stellenweise sandig wird und überall reich an Sericitblättchen ist. Das Streichen dieses Schichtencomplexes ist W.—O. bis WSW.—ONO.; das Einfallen nach Norden ist abwechselnd stark, gewöhnlich 45°, steigt aber in

[1] Eine derartige Umwandlung von Augit in einheitlichen Chlorit fand ich häufig in Diabasen aus dem westlichen Theile des Hoogevelds.

den über den Magnetitschichten liegenden Schiefern stellenweise auf 85°. An diesen Stellen sind die Schichtenköpfe deutlich umgebogen, indem, wie einige Eingrabungen im Boden verrathen, das Einfallen in geringer Tiefe wieder bedeutend abnimmt. In den südlichen, mit dieser Hügelreihe parallelen Hügeln findet das Einfallen der Schichten ebenfalls nach Norden statt und sie bestehen vorherrschend aus Thonschiefern. An dem südlichen Steilabfall dieser Hügel tritt in den meisten Fällen Diabas zu Tage. Ob diese Diabase zwischen den Schiefern eingeschaltete Diabasbänke oder ob es Gänge sind, und ob im letzteren Falle vielleicht die eine Hügelreihe jedesmal die verworfene Fortsetzung der anderen darstellt, wage ich nicht auf Grund meiner Wahrnehmungen zu entscheiden. Ich streifte diese südlichen Hügelreihen nur sehr flüchtig und fand hinter der südlichsten in der Ebene Malmanidolomit anstehen. Wahrscheinlich bildet dieser Dolomit eine discordant über die Schichten der alten Schieferformation liegende Scholle. Am Wege von Pretoria nach Johannesburg kann man den Malmanidolomit bis in die Nähe von Six-mile-spruit verfolgen, wo Granit ansteht. An diesem Wege, längs welchem ich nur wenige Beobachtungen machen konnte, ist das Granitgebiet von dem Malmanidolomit getrennt durch eine ausgedehnte Zone, in welcher durch oberflächliche Bildungen das anstehende Gestein dem Auge entzogen ist. Es ist aber aus der Analogie mit den Lagerungsverhältnissen des Malmanidolomits mehr westlich in der Nähe von Kromdraai wahrscheinlich, dass der Dolomit discordant gegen den Granit abstösst und vielleicht gegen diesen durch eine Verwerfung abgesunken ist.

Das Mikroklin-Granitgebiet bildet ein welliges, grasbewachsenes Terrain, aus welchem nur hier und da, wie z. B. in der Nähe von Halfway-house, ausgewitterte Blöcke, zu kleinen Felsenmeeren vereinigt, zum Vorschein kommen. Die höchste Stelle dieses Granitgebietes liegt etwas nördlich von Halfway-house in einer Höhe von 1560 m über dem Meeresspiegel, also 200 m über Pretoria, welcher Ort in 1360 m Höhe liegt. Halfway-house, malerisch gelegen in der Nähe von zerstreuten Granitblockanhäufungen, befindet sich etwa 30 m niedriger. Es liegt, wie aus dem Namen bereits zu entnehmen ist, etwa halbwegs zwischen Johannesburg und Pre-

toria, 24 km entfernt von Johannesburg und 21 km von Pretoria. Südlich von Halfway-house nimmt die Höhe ab, um in einem Bachbett etwa 4 km südlicher nur noch 1490 m zu betragen, also nur 90 m mehr als am Six-mile-spruit, welcher vom Wege in einer Höhe von 1400 m durchschnitten wird. Weiter südlich in der Nähe des nördlichen Steilabfalls des Witwatersrandes nimmt die Höhe schnell zu und im Gipfel des Witwatersrandes wird an diesem Wege eine Höhe von 1790 m erreicht. Hier hat man aber das Granitgebiet schon wieder verlassen, welches sich bis in die Nähe dieses Steilabfalls ausdehnt. An diesem Steilabfall geht man erst über die Schichtenköpfe von Thonschiefer empor, welche, wie das ganze Schichtensystem bei Johannesburg, ein ONO.—WSW.-Streichen und ein Einfallen von 45° nach Süden besass. Über dem Thonschiefer liegt grauer Quarzitsandstein, welcher den Kamm des Witwatersrandes bildet. Von diesem Kamm, welcher nach Osten und Westen, soweit das Auge reicht, seinen gleichen Charakter behält, genoss ich am 5. Oktober eine herrliche Aussicht. Nach Norden schaut man weit hinaus in das Granitgebiet von Halfway-house.. Nach Süden sieht man hinter mehreren südlicher, immer niedriger werdenden parallelen Felsenreihen in einer Entfernung von circa 3½ km die Stadt Johannesburg, welche sich östlich und westlich in einem schmalen Streifen fortzusetzen scheint; diese Fortsetzung wird gebildet von den Bauten der Goldgruben, welche bei dem Ausgehenden der Main-Reef-Serie entlang liegen. Jedesmal durch grasbewachsene Sandstreifen von einander getrennt, treten als kleine Erhebungen mit OW.-Streichen die folgenden Gesteine am Wege vom Rande nach Johannesburg zu Tage.

Etwa 200 m vom Rande entfernt findet man Quarzit, demjenigen des Randes sehr ähnlich, anstehen. Südlich folgt ein zwischen Sandstein mit Sericitflasern liegendes Quarzlager, in welchem Versuchsarbeiten zur Goldgewinnung stattgefunden haben. Südlicher steht ein Sandstein mit nicht unbedeutendem Gehalt an farblosem Glimmer an, welcher stellenweise recht grobkörnig, ja sogar conglomeratartig wird. Weiter südlich ragen die Schichtenköpfe eines sehr eisenreichen Schiefers empor, dessen Streichen am Wege N. 20 O.—S. 20 W. und dessen Einfallen 45° nach SO. ist. Die Schichten sind

deutlich gefaltet und die Streichungslinie ist wellenförmig. Grösstentheils besteht das Gestein aus sehr feinen Schichten, welche durch ihren abwechselnden Eisengehalt in Nüancen von braun und roth von sehr verschiedener Intensität gefärbt sind, wodurch das Gestein im Querschnitt sehr fein gebändert erscheint. Hauptsächlich besteht das Eisenerz in diesem Schiefer aus kleinen Magnetit-Oktaëdern. Eisenglanz ist aber auch vorhanden. Prachtvolle Handstücke von Schichtenfältelung kann man hier sammeln. Hart hinter dem neuen Spital tritt ein Gesteinswall zu Tage, mit ONO.—WSW.-Streichen und 45° Einfallen nach Süden, der aus festem Sandstein und Quarzit besteht. Hat man diesen Wall überschritten, so senkt sich das Terrain etwas schneller und man hat die Stadt Johannesburg erreicht.

Bekanntlich treten in der Stadt Johannesburg in der Salisbury-, in der Ferreira- und in der City and Suburban-Grube die goldführenden Conglomerate der Witwatersrandserie zu Tage. Sie besitzen bei dem gleichen Streichen ein gleichsinniges, aber viel bedeutenderes Einfallen als die oben genannten Gesteine des eigentlichen Randes. Die Schiefer und Quarzite des eigentlichen Witwatersrandes, welche sehr wahrscheinlich älter sind als die Schichten der Witwatersrandserie, habe ich zu der alten Schieferformation gestellt. Ihre petrographische Übereinstimmung mit den Pretoria-Schichten ist eine auffallend grosse und veranlasste mich, auch letztgenannte Schichten der alten Schieferformation einzuverleiben. Die alte Schieferformation bei Pretoria scheint viel mächtiger entwickelt zu sein, als am Witwatersrande, welcher Unterschied wahrscheinlich zum Theil dem Umstande zugeschrieben werden muss, dass bei Pretoria dasselbe Schichtensystem durch Verwerfungen wiederholt zu Tage tritt, zum Theil aber vielleicht auch in dieser Weise eine Erklärung finden mag, dass die Pretoria-Schichten als die Aequivalente von der alten Schieferformation und der Witwatersrandserie des Witwatersrandes zusammen zu betrachten sind.

Die Beobachtungen, welche ich vom 3. bis 6. October in den Goldgruben unweit Johannesburg, sowie in den Kohlengruben unweit Boksburg zu machen Gelegenheit hatte, sind in den vorigen Abschnitten bereits verwerthet worden.

IV. Über ein Vorkommen von Diamanten in dem Gebiete der kohlenführenden Formation bei Driekop im Oranje-Freistaat.

Bekanntlich treten die reichsten Diamantgruben der Welt im Gebiet der Karooformation im Oranje-Freistaat und in Griqualand-West auf. Diese Gruben liegen in einer geraden Linie, welche sich von Jagersfontein in NW.-Richtung über Kimberley bis jenseits des Vaalflusses ausdehnt. Man hat es hier mit einer Dislocationsspalte zu thun, längs welcher zahlreiche Eruptionen eines eigenthümlichen Eruptivgesteins, einem diamantführenden Serpentintuff oder Serpentinbreccie, stattgefunden haben. Der Diamant wird ausschliesslich gefunden in den alten Eruptionsschloten, welche senkrecht die durchweg horizontalen Schichten der Karooformation durchqueren und mit dem erwähnten Eruptivgestein gefüllt sind. Die Diamanten, welche am Vaalfluss gefunden werden, namentlich in der Umgegend der Stelle, wo die oben genannte Dislocationslinie den Fluss schneidet, stammen zweifelsohne aus ebensolchen alten Eruptionsschloten, bei deren Zerstörung durch Denudation die Diamanten in diese secundäre Lagerstätte geriethen. Von vornherein ist es aber als wahrscheinlich anzusehen, dass die bis jetzt bekannte mit Eruptionspunkten besetzte Dislocationslinie nicht die einzige in Südafrika sein dürfte, durch welche dieses diamantführende Eruptivgestein die jetzige Oberfläche der Erde erreichen konnte. Schon aus dem Auffinden von Diamanten am Vaalfluss oberhalb Klipdrift oder Barkley, an der Stelle, wo die bekannte Dislocationslinie den Vaalfluss schneidet, sowie auch aus dem bereits von Hübner erwähnten Auffinden von Diamanten am Vetfluss wird die Vermuthung berechtigt, dass auch an anderen Stellen und zwar am wahrscheinlichsten nordöstlich von der bekannten Linie derartige Eruptionsschlote sich finden werden, die diamantführend sein können. Es wurde von mir früher wiederholt auf diese Wahrscheinlichkeit und ihre praktische Bedeutung für die unter dem Joch des Monopols der de Beer's Company gebückt gehenden Diamanthändler und -schleifer hingewiesen[1]. Thatsächlich sind jetzt zwei von diesen

[1] G. A. F. Molengraaff, Schets van de bodemgesteldheid van de Zuid-Afrikaansche Republiek. Tijdschr. van het Kon. Ned. Aardrijksk.

diamantführenden Eruptionsschloten weit nordöstlich von der bekannten Linie im Oranje-Freistaat aufgefunden worden, einer in der Nähe von Winsburg am Vetfluss und einer unweit Driekop am Rhenosterspruit, ein rechtes Nebenflüsschen des Valschflusses. Diesen letzten Fundort habe ich, bevor der eigentliche Eruptionsschlund, die jetzige Grube, entdeckt war, besucht und ich werde diesen Besuch hier etwas ausführlicher beschreiben, weil die Umgegend petrographisch nicht uninteressant ist und auch, falls später die Driekop-Grube einen ebenso grossartigen Aufschwung erreichen sollte, wie dies mit der Jagersfontein- oder den Kimberley-Gruben der Fall war, Nachrichten über den Anfangszustand dieses Betriebes einiges Interesse haben dürften. Bekanntlich sind die Documente über die Anfangszustände der Kimberley-Gruben sehr lückenhaft und ungenügend.

Am 11. September reiste ich von Klerksdorp ab längs des nach Kroonstad führenden Weges. Derselbe geht Anfangs in der Ebene zwischen den Boschrand- und Porphyrithügeln von Klerksdorp bei dem Schoonspruit entlang bis an den Vaalfluss, welcher im Klerksdorpdrift durchquert wird, unmittelbar unterhalb der Stelle, wo der Fluss die Boschrandhügelreihe durchbrochen hat. Während die Reihe von Porphyrithügeln schon in einiger Entfernung vom rechten Ufer des Vaalflusses ein Ende nimmt, begegnet man am linken Ufer Anfangs noch einem schwach hügeligen Terrain, die linksvaalsche Fortsetzung der Schiefer, Conglomerate und Sandsteine des Boschrands und des darüber liegenden Malmanidolomites. In einem Abstande von etwa 1 km vom Fluss wird das Terrain flach und besteht der Boden aus einem grauen, ziemlich glimmerreichen Sande, dem oberflächlichen Verwitterungsproducte der Sandsteinschichten der kohlenführenden Formation, welche horizontal und discordant die Schichten der älteren Witwatersrandformation bedecken. Thatsächlich betritt man hier die unabsehbare Ebene, welche nahezu den ganzen Oranje-Freistaat umfasst, in welcher der Boden fast ausschliesslich aus den schwebenden Schichten der kohlenführenden Formation besteht. Nur hie und da bringen isolirte

Genootschap. 2de Serie. VII. p. 579. 1890; en Het voorkomen van Diamant op aarde. De Diamant No. 318—321. Amsterdam 1890.

„kopjes“ oder mehr oder weniger aneinander geschlossene Hügelreihen, die „randjes“, einige Abwechselung in die monotone Umgebung. Diese kopjes und randjes weisen die Stellen an, wo eruptive Gesteine Diabase oder Gabbros, sich einen Weg durch diese Sandsteine gebahnt haben. Gewöhnlich sind die kopjes und randjes, welche durchweg mit riesigen, gerundeten Blöcken bedeckt sind, von geringer Höhe, 2—40 m. Tritt das Eruptivgestein mehr stockförmig zu Tage, so kann mit der Breite auch die Höhe dieser kopjes viel ansehnlicher werden. So erhebt sich der auf Jeppe's Karte angegebene Rhenosterkop nördlich von Driekop wie eine weithin sichtbare Landmarke hoch über der Ebene. Wir verfolgten in S.—SO.-Richtung den Weg nach Kroonstad. Fast überall liegt hier in geringer Tiefe, 3—10 m, im Sandstein eingelagert eine Schicht von mehr oder weniger brauchbaren Kohlen. In etwa 10 km Entfernung von Klerksdorpdrift auf der plaats Groenfontein wird diese Kohle abgebaut, jedoch in sehr primitiver Weise. Obwohl dieses Kohlenflötz in diesem Theil des Districts Kroonstad im Allgemeinen nicht von guter Qualität zu sein scheint, hat sie als eine für Wasser schwer durchlässige Schicht eine grosse, von den Buren noch viel zu wenig gewürdigte Bedeutung. Überall, wo die Erosion so weit fortgeschritten ist, dass im „spuiten“ oder Fliessen diese Schicht freigelegt worden ist, ist sie als quellenführendes Niveau leicht aufzufinden. Es nimmt Wunder zu sehen, wie hier in der trockenen Winters- und Frühlingszeit viele plaatsen von den Besitzern Wassermangels wegen verlassen werden, trotzdem in geringer Tiefe im Boden Wasser in genügender Menge vorhanden ist.

Nachdem wir in der Nähe einer solchen von den Bewohnern für einige Zeit verlassenen Wohnung übernachtet hatten, erreichten wir am nächsten Tage des Nachmittags Driekop. Schon in einiger Entfernung auf der plaats Rondeboschje kommt etwas mehr Abwechselung in die Landschaft. Zahlreiche Gänge von Diabas brechen hier durch den Sandstein, deren Ausgehendes von Riesenwällen von in chaotischer Verwirrung aufeinander gethürmten Blöcken gebildet wird.

Bei Driekop wurden in dem Rhenosterspruit ungefähr 2 km oberhalb ihrer Mündung in den Valschfluss Diamanten

unter den folgenden Verhältnissen gefunden. Der Rhenosterspruit durchquert hier einen 200 m mächtigen Gang von Diabas, welcher die Sandsteine der kohlenführenden Formation durchquert. Das Streichen dieses Ganges ist O.—W. Die schmale Stelle, wo der Rhenosterspruit sein Bett in den Diabas ausgenagt hat, wird von Diabasmandelstein gebildet, welcher in sehr geringem Abstande von dem Bett des Baches wieder allmählich in dichten Diabas übergeht. Das Bachbett ist nur 3—5 m tief. Der Kies in diesem Bach besteht hier vorwiegend aus Bruchstücken des im Bach anstehenden Diabasmandelsteins, unter welchen die aus dem Gestein bei der Verwitterung freigelegten Mandelfüllungen vorherrschen. Obendrein kommen aber in diesem Schutt Mineralien vor, die der nächsten Umgebung fremd sind, namentlich Granat und Diamant. Der Granat ist ein prachtvoller hyacinthrother Pyrop, welcher vollständig mit dem bekannten Pyrop aus den Kimberley-Gruben übereinstimmt. Auch die Art des Vorkommens in durch muschelige Bruchflächen begrenzten Körnern, nicht in Krystallen, stimmt mit den Pyropen von Kimberley überein. Die Diamanten sind klein, meistens Oktaëder und durchweg ganz farblos und rein. Weder Diamant noch Pyrop zeigen Spuren von Abrundung, welche auf längeren Transport durch Wasser hindeuten würde.

Nur an dieser Stelle, wo der Bach den Diabasgang durchquert, war bis jetzt Diamant in erheblicher Quantität gefunden. Ober- und unterhalb dieser Stelle wurde nur von vereinzelten Diamantfunden in den Bachalluvionen berichtet. Im Ganzen wurden vom 21. März bis 15. September aus diesem Kies durch Waschung 1225 Diamanten gefunden mit einem Gesammtgewicht von 212½ Karat.

Dass die Diamanten an der Stelle, wo sie gegraben wurden, sich nicht auf primärer Lagerstätte befanden, war leicht einzusehen, und ebenso war es wahrscheinlich, dass in nicht sehr grosser Entfernung ein Eruptionsschlot, mit demjenigen der Kimberley-Gruben übereinstimmend, zu erwarten war. Weshalb sich die Diamanten gerade in diesem Einschnitt im Diabasmandelstein gehäuft hatten, kann nur folgendermaassen erklärt werden. Das Wasser wird überhaupt nur in der Regenzeit Kraft genug besessen haben, Pyrop

und Diamant fortzubewegen. In der Regenzeit schwillt der Bach oft plötzlich bedeutend an, und das Wasser wird im Stande sein, grosse Mengen Schlamm, Sand, Kies und darunter auch wohl Diamanten zu transportiren. Oberhalb und unterhalb des Diabasganges, wo das Strombett breit ist und in der Trockenzeit der Bach sich in weiten, oft verlegten Serpentinen windet, gelangen, sobald die Wasserzufuhr geringer wird, was jeder trockene Tag periodisch verursachen wird, alle suspendirten Theile zum Absatz und falls sich darunter Diamanten befinden, werden diese sehr vereinzelt zwischen sämmtlichen übrigen Sedimenten liegen. In dem schmalen Riss aber, wo der Diabasgang durchbrochen wird, bleibt auch, wenn in der Regenzeit durch den Einfluss von einigen trockenen Tagen die Wassermenge im Bach stark abgenommen hat, die Kraft des Stromes genügend stark, um sämmtliche feinere und leichtere suspendirte Theile, Sand und Schlamm, fortzuführen; nur die specifisch schweren Mineralien, wie Granat und Diamant, sinken zu Boden. Dazu kommt noch, dass die schweren Mineralien, welche einmal in den löcherigen Boden des verwitterten Mandelsteins zum Absatz gekommen sind, beinahe unmöglich wieder fortgeschwemmt werden können. In dieser Weise wird sich hier im Verlauf von Jahrhunderten ein sehr angereicherter Diamant- und Pyropsand gebildet haben können.

Andeutungen über die muthmaassliche Stelle, wo der diamantführende Eruptionsschlot zu suchen sei, waren in der Nähe nicht zu finden. Überall, wo unter dem tiefen lockeren Verwitterungsboden das feste Gestein im Bacheinschnitte freigelegt war, bestand es aus den gewöhnlichen zerreiblichen Sandsteinen der kohlenführenden Formation, an vielen Stellen von Diabasgängen durchsetzt.

Im Monat August 1890 wurde durch die bekannte de Beer's Gesellschaft vergeblich die Umgegend untersucht, schon früher und auch später wieder hat ein Syndicat aus Klerksdorp hier längere Zeit schürfen und graben lassen, aber erst als im Jahre 1892 der bekannte Millionär, der sogenannte Goldkönig von Südafrika, Robinson hier mit grossem Kostenaufwande Bohrungen in verschiedenen Richtungen in der Umgebung ausführen liess, soll, wie mir aus Südafrika berichtet wurde,

in nicht sehr grosser Entfernung östlich von den erwähnten Punkten ein Eruptionsschlot entdeckt worden sein, gefüllt mit der aus den Kimberley-Gruben bekannten diamantführenden eruptiven Breccie.

Die in der Umgegend von Driekop auftretenden Gesteine sind nicht ohne Interesse. Der im Bachbett des Rhenostersprults an der Diamantfundstelle anstehende Diabasmandelstein zeigt in einer grünlichgrauen Grundmasse weissliche oder dunkel fettglänzende erbsen- bis faustgrosse Mandeln. Mikroskopisch erweist sich das Gestein als ein Diabasmandelstein mit ophitischer Structur, in welchem die Anordnung der Plagioklasleisten eine deutliche Mikrofluctuation erkennen lässt. Unter den Mineralien, welche die Mandeln ausfüllen, fehlt Calcit und herrscht Quarz vor. Die Ausfüllung, welche immer in concentrischen Schalen erfolgt ist, in verschiedener Weise vor sich gegangen und folgende Typen kann man unterscheiden, in welchen die successive Folge von aussen nach innen angegeben ist:

a) 1. Quarz, schmale äussere Zone.

2. Chlorit, eine Schale, aus radial geordneten Blättchen zusammengesetzt.

3. Ein Aggregat von Quarz mit Aktinolith, dessen Nadeln oft rosettenförmig angeordnet sind. Dieses Aggregat füllt den ganzen inneren Raum und bildet die Hauptmasse der Mandelfüllung.

b) 1. Eine äussere schmale, 0,12 mm breite Hülle besteht aus einem Aggregat von kleinen Quarzkörnchen.

2. Eine sehr schmale Zone, in welcher Aktinolithnädelchen gehäuft sind.

3. Ein grobkörniges Quarzaggregat, in welchem die einzelnen Individuen oft mehr als 1 mm Durchmesser besitzen, welches den ganzen inneren Raum der Mandel füllt.

c) Die äussere Hülle besteht aus Chalcedon und Opal, der innere Theil aus Quarz, oder umgekehrt.

Einige recht grosse Mandeln waren zum Theil mit einer bläulichschimmernden Art Edelopal gefüllt.

Derartige Mandeln, aus den Mandelsteinen der kohlenführenden Formation ausgewittert, finden sich in den Geschieben des Vaalflusses im südwestlichen Transvaal recht

häufig. Sobald sie nicht allzusehr abgeschliffen sind, verräth ihre unregelmässig löcherige Oberfläche, sowie die häufig erhaltene grüne Aussenhülle (Aktinolith oder Chlorit) ihre Herkunft als Mandelfüllung. Unter den Geschieben finden sich auch derartige Mandelfüllungen, welche aus schön gefärbtem und geschichtetem Achat oder Chalcedon bestehen und einen gewissen Wert als Schmucksteine haben könnten.

Etwa 100 m stromabwärts durchquert ein senkrecht stehender Gang das Bachbett. Dieser Diabas besitzt eine ausgezeichnete säulenförmige Absonderung. Die Säulen liegen horizontal, also senkrecht zu der Abkühlungsfläche. Jede Säule ist wieder deutlich quergegliedert und zerfällt dadurch in eine Reihe von 4—10 m dicken, 5—6 eckigen Platten. Die Dicke der Säulen schwankt zwischen 20 und 40 cm.

Zwischen den beiden genannten Punkten, etwa 30 m über der letzten Stelle, steht im Bachbett wieder ein feinkörniger, kleinmandeliger Diabasmandelstein an. Die Mandeln in diesem Gestein sind theilweise mit Opal, theilweise mit Quarzsphärolithen gefüllt. Das Gestein ist sehr stark zersetzt, obwohl die ophitische Structur noch wahrnehmbar ist. Unveränderter Plagioklas und Augit ist kaum mehr vorhanden; an der Stelle des Plagioklases findet man namentlich Epidot, auch Chlorit und Muscovit; ein Theil der Augite ist oft vollständig in Chlorit umgewandelt. Übrigens ist das ganze Gestein von Opal durchtränkt und es haben sich namentlich in dem Raum, welcher früher von Augit eingenommen wurde, so oft Quarzsphärolithe angesiedelt, dass nur die äussere Begrenzung dieser secundären Producte ermöglicht zu entscheiden, wo ursprünglich die Mandeln lagen.

Das Bachbett von dem Rhenosterspruit giebt bis an die Stelle, wo er 4 km SSW. von Driekop in den Valschfluss mündet, ein schönes Profil durch die schwebenden Schichten der kohlenführenden Formation, in welcher sich der Bach immer tiefer eingeschnitten hat. Das Bachbett bei Driekop liegt ungefähr 40 m höher als der Wasserspiegel im Valschfluss. Die kohlenführende Formation besteht hier aus sehr glimmerreichen, weichen Sandsteinen, welche wechsellagern mit härteren Sandsteinbänken, die weniger Glimmer führen. Letztere bilden überall Stufen im Bachbett, über welche in

der Regenzeit das Wasser in Wasserfällen herunterstürzt. An einer Stelle in einer Enfernung von ungefähr 1 km vom Valschfluss findet sich ein etwa 60 cm mächtiges Flötz von Braunkohlen von schlechter Qualität, dessen Hangendes von einer 50 cm mächtigen Schicht von Kohlenschiefer gebildet wird; beide zusammen liegen zwischen zwei harten Sandsteinbänken. An den Steilufern des Valschflusses beobachtet man ein vortreffliches Profil durch die Sandsteinschichten. Die Schichten besitzen hier ausgesprochene Diagonalschichtung.

An mehreren Stellen durchbrechen Diabasgänge die Sandsteinschichten; deutliche Contactwirkungen bemerkte ich hier nicht. Wohl aber war dies der Fall etwa 1 km östlich von Driekop im Doornspruit, der sich ebenfalls ein ziemlich tiefes Bett eingeschnitten hat. In diesem Bett ist ein Kersantitgang aufgeschlossen, der als fester Riegel den Bach gezwungen hat auszubiegen, bis er schliesslich durchquert wird. Dieser Gang bricht hier durch horizontalen dünnplattigen sandigen und mürben Schiefer. An der Contactstelle sind die Schieferschichten zu beiden Seiten des Ganges deutlich aufwärts gebogen und in festen dickplattigen hornsteinartigen Schiefer verändert. In einer Entfernung von etwa 60 cm vom Contact gehen diese harten Schiefer allmählich wieder in das unveränderte, mürbe Gestein über. Das Ganggestein ist sehr stark verwittert; in einem braunen, zähen Thon sitzen zerstreut zahlreiche Kugeln als Reste des weniger zersetzten Gesteins. Die mikroskopische Untersuchung dieser frischeren Partien zeigte, dass das Ganggestein zu den Kersantiten zu rechnen ist und folgende Zusammensetzung besitzt. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus gelblich durchsichtigem, stark pleochroitischem Biotit, welcher ziemlich frisch ist. Der Axenwinkel beträgt ungefähr 2°. Dieser Biotit ist sehr arm an Einschlüssen, als solche wurden bloss einige Rutilnadeln gefunden. Neben Biotit gehören zu den primären Gemengtheilen Augit, Plagioklas und etwas Quarz. Der Plagioklasgehalt ist sehr gering und das Mineral stark zersetzt. Als secundäre Gemengtheile finden sich ein bläulich-grüner Amphibol, Epidot und namentlich Calcit. Letztgenanntes Mineral durchtränkt das ganze Gestein, weshalb es in Salzsäure lebhaft aufbraust. Gerundete Fragmente von älteren Gesteinen finden

sich in nicht unbedeutender Menge in diesem Kersantit eingeschlossen.

Am 15. September besuchte ich den in einer Entfernung von 12 km nördlich von Driekop gelegenen Rhenosterkop. Von dem Gipfel, welcher sich 115 m über die Ebene erhebt, hat man eine ringsum unbeschränkte Aussicht über die Ebene des Oranje-Freistaates. Nur in nördlicher Richtung wird die Regelmässigkeit der Horizontlinie gestört durch die Hügel in der Nähe von Vredefort am Vaalfluss, wo die älteren Formationen aus der Bedeckung der kohlenführenden Schichten hervortreten. Der Rhenosterkop, welcher aus einiger Entfernung, von Süden gesehen, ein einziger abgestumpft kegelförmiger Berg zu sein scheint, besteht aus einer Doppelkuppe im Centrum, um welche herum einige niedrigere Hügel sich gruppiren. Der höchste centrale Kegel besteht aus olivinfreiem Gabbro; in den niedrigeren Hügeln, soweit ich sie besuchte, fand ich olivinreichen Diabas. In halber Höhe liegt um den Rhenosterkop eine Terrasse, auf welcher in bedeutender Mächtigkeit ein grober Kies liegt, der aus gerundeten Blöcken von sehr verschiedenem Umfang besteht, nicht nur von Diabas oder Gabbro, sondern auch von Quarzit und Conglomerat, welche den Quarziten und Conglomeraten der Witwatersrandformation völlig zu gleichen scheinen. Die Gerölle besitzen nicht selten einen Durchmesser bis zu 25 cm. In dieser Geröllbank waren einige Gräben hergestellt worden, um nach goldführenden Schichten zu schürfen, zu welchem Versuch die Conglomeratgerölle Anlass gegeben hatten. In diesen Eingrabungen war deutlich zu sehen, dass dieser Geröllablagerung die Schichtung abgeht und dass sie in einer Tiefe von 1,50 m noch nicht durchteuft war. Diese Gerölle haben eine auffallende Ähnlichkeit mit den jungen Conglomeraten von Hartebeestfontein und Zendelingsfontein, welche p. 239 erwähnt wurden. Auch diese Gerölle betrachte ich als eine relativ sehr jugendliche Bildung, obwohl ich glaube annehmen zu müssen, dass zur Zeit, als die Terrasse am Rhenosterkop gebildet und die Gerölle darauf abgelagert wurden, der Rhenosterkop nur mit dem über der Terrasse gelegenen Theil aus den Schichten der kohlenführenden Formation hervorragte und also seit der Zeit die Denudation grosse Fortschritte

gemacht hat. Durch die Denudation wurden die festen Gesteine des Rhenosterkops weniger schnell fortgeführt. als die mürben Sandsteine und sandigen Schiefer der kohlenführenden Formation, ebenso wie der Theil der Geröllablagerungen, welcher sich auf der Terrasse am Rhenosterkop in geschützter Lage befand. Wie diese Ablagerung von groben Geröllen, welche offenbar eine grosse Ausdehnung gehabt hat, entstanden ist, scheint mir bei der dürftigen Kenntniss, welche man bis jetzt von diesen Ablagerungen besitzt, noch nicht angegeben werden zu können. Dass dieses Conglomerat nichts mit dem bekannten Dwykaconglomerate und ebensowenig etwas mit dem Vaalconglomerat zu thun hat, falls letzteres wirklich mit ersterem äquivalent sein sollte, wie Dunn[1] und auch Schenck[2] anzunehmen geneigt sind, dürfte einleuchtend sein, indem das Dwykaconglomerat das Liegende der Schichten der Karoo-Formation bildet. Vielmehr beweist es uns, dass auf dieser südafrikanischen Hochebene ungeschichtete, mächtige Conglomerat- oder Geröllablagerungen wahrscheinlich in weiter Verbreitung vorkommen, deren Alter ein relativ sehr junges sein muss. Dass ich demnach dieses Conglomerat nicht ohne weiteres glacial nennen oder in seinem Vorkommen eine Stütze für Stapff's[3] Theorie, einer in Südafrika weit verbreiteten diluvialen Drift, finden möchte, braucht wohl kaum besonders hervorgehoben zu werden.

Die Gesteine, welche im Eruptivstock des Rhenosterkops auftreten, sind Gabbro und Diabas. Der Quarzamphibolgabbro, welcher im centralen Theil des Rhenosterkops das herrschende Gestein ist, besitzt eine hypidiomorphe Structur und macht den Eindruck eines in der Tiefe erstarrten Gesteins. Das Gestein ist mittelkörnig und konnte bereits makro-

[1] E. J. Dunn, Report on a supposed extensive Deposit of Coal underlying the central Districts of the Colony. Cape Town 1886.

[2] A. Schenck, Über Glacialerscheinungen in Südafrika. Verh. des 8. Deutschen Geographentages in Berlin p. 154. 1889.

[3] F. M. Stapff, Das glaciale Dwykaconglomerat. Berlin 1889. — Bekanntlich sieht Stow in den jüngeren Conglomeraten, wozu er auch das Vaalconglomerat rechnet, einen Beweis für eine ausgedehnte Gletscherbedeckung Südafrikas in der Diluvialzeit. G. W. Stow, On some Points in South-African Geology. Part III. Quart. Journ. geol. Soc. XXVII. p. 534. 1871.

skopisch durch die charakteristischen Spaltungsflächen des diallagähnlichen Augits und durch das Fehlen von ophitischer Structur als ein Gabbro erkannt werden. Die Reihenfolge der Ausscheidung der primären Gemengtheile in diesem Gabbro ist:

1. Magnetit. Kleine, zum Theil verzerrte Oktaëder sind aneinander gereiht und bilden schöne Krystallskelette mit regulärer Symmetrie, deren Maschen gewöhnlich angefüllt sind mit 2. Biotit in spärlichen, stark pleochroitischen Lappen und 3. primärer Hornblende. Diese bildet stark pleochroitische, in der Prismenzone scharf begrenzte Individuen. Die Farbe ist für Strahlen, welche parallel $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$ oder $\mathfrak{c}$ schwingen, gelblichgrau, braungrün, bezw. lauchgrün. Hornblende ist nicht häufig in dem Gestein; zwar findet sie sich grösstentheils in der Nähe des Magnetits zusammengedrängt, zum Theil aber auch in kleinen Individuen in den später ausgeschiedenen Verbindungen, namentlich im Augit, eingeschlossen. 4. Diallagähnlicher Augit. Obwohl die Krystallisation des Pyroxens wohl vor derjenigen des Plagioklases einen Anfang genommen hat, indem dieser Pyroxen sehr häufig in Plagioklas eingeschlossen vorkommt, hat doch zweifelsohne die Ausscheidung des Pyroxens während der ganzen Dauer der Feldspathausscheidung noch fortgedauert. Dieser Pyroxen bildet grosse nach der Verticalaxe gestreckte, gewöhnlich nicht scharf krystallographisch begrenzte Säulen. Eine charakteristische faserige Streifung, namentlich nach 0P {001}, ist vorhanden; Interpositionen fehlen.

Die faserige Streifung tritt namentlich in den nicht mehr ganz frischen Individuen deutlich hervor. Es hat dieser Augit genau dieselben Eigenschaften, welche von Teall[1] am diallagähnlichen Augit in dem Whin Sill genannten Diabas beschrieben sind. Sobald man für Diallag einen blätterigen Bau, also eine Theilbarkeit, nach $\infty P\bar{\infty}$ {100} als conditio sine qua non fordert, wäre also dieser Augit nicht als Diallag zu bezeichnen; indem aber eine Streifung durch blätterigen Aufbau nach 0P {001} auch dem Diallag gewöhnlich nicht ganz fehlt und die sonstigen Eigenschaften, Habitus, Farbe, mit Diallag über-

---

[1] J. J. H. Teall, On the chemical and microscopical Characters of the Whin Sill. Quart. Journ. geol. Soc. XL. p. 640. 1884.

einstimmen, so wird man hier doch wenigstens von einem diallagartigen Pyroxen reden müssen. In der Regel bilden die grösseren Individuen Zwillinge nach ∞P∞ {100}; Durchschnitte durch solche Zwillinge, welche in ihrer Lage mit dem Klinapinakoid übereinstimmen oder nicht viel davon abweichen, zeigen ein Bild, wie es von Teall l. c. Pl. XXIX Fig. 2 dargestellt ist.

Häufig sind kurz- oder langsäulenförmige Durchschnitte, in welchen die Zwillingsgrenze schief gegen die prismatischen Spaltrisse, welche sich ununterbrochen durch beide Individuen fortsetzen, verläuft. Rosenbusch[1] bemerkt hierzu: „Bei schiefen Schnitten durch Zwillinge nach ∞P∞ {100}, welche also keiner der drei Hauptzonen angehören, kann die Zwillingsgrenze (Projection von ∞P∞ auf die Schnittebene) schief gegen die prismatischen Spaltrisse werden und die Auslöschungen sind dann natürlich unsymmetrisch zur Zwillingsgrenze. Man hatte solche Erscheinungen auf ein makroskopisch noch nicht beobachtetes Zwillingsgesetz gedeutet, wobei eine Prismenfläche Zwillingsebene wäre und nicht mit der Verwachsungsebene zusammenfalle. Dass hier wahrscheinlich ein specieller Fall des häufigsten Zwillingsgesetzes vorliege, wies Fr. Becke[2] nach."

Indem hier also die Sache noch nicht als ganz feststehend oder einleuchtend vorgestellt wird, möchte ich hervorheben, dass thatsächlich ein jeder Schnitt durch einen Zwilling nach ∞P∞ {100}, welcher nicht der Verticalzone angehört, die Zwillingsgrenze in schiefer Richtung die Spaltungsrisse, welche in jedem beliebigen Schnitt ungestört gerade durch die beiden Zwillingshälften durchsetzen, durchqueren muss. Das Täuschende und Anfangs nicht gleich Einleuchtende der Erscheinung tritt aber nur dort auf, wo von den beiden Systemen von Spaltungsrissen (nach (110) und nach $(1\bar{1}0)$) nur eines sichtbar ist und der Durchschnitt also einer aus der Verticalzone zu sein scheint. Es wird das nun offenbar der Fall sein in Schnitten aus zwei Zonen, deren Axen senkrecht zu der

[1] H. Rosenbusch, Mikr. Physiographie der Mineralien und Gesteine. 3. Aufl. I. p. 521. 1892.

[2] F. Becke, Über Zwillingsverwachsungen gesteinbildender Pyroxene und Amphibole. Min. u. petr. Mitth. VII. p. 98. 1886.

Verticalaxe und je parallel mit einer Prismenfläche sind (die Linien *a* und *b* in Fig. 9). Denkt man sich nämlich Durchschnitte aus der Zone *A*, d. h. der Zone, deren Axe *a* ist, und zwar solche, welche in ihrer Lage wenig von einer Fläche senkrecht zu der Verticalaxe abweichen, so wird das System der Spaltrisse parallel *m*, in der Figur schwarz punktirt und mit 1_1 angegeben, weil senkrecht zu dem Durchschnitt, stark hervortreten, das zweite 1_2 aber bedeutend schwächer erscheinen. Bildet der Durchschnitt aus der Zone *A* einen grösseren Winkel mit der Horizontalebene, so wird bald das System 1_1 allein sichtbar sein, weil die Risse des Systems 1_2 recht schief gegen den Schnitt absetzen. In solchen Schnitten, welche also noch recht weit von einer Ebene aus der Verticalzone entfernt sein können, wird sich die genannte Erscheinung am deutlichsten zeigen. Kurz, man kann also sagen: In Durchschnitten durch Zwillinge nach dem Orthopinakoid von Augit oder Diallag durchquert die Zwillingsgrenze das einzige sichtbare System von Spaltungsrissen nach ∞P schief, sobald diese Durchschnitte einer Zone angehören oder in der Nähe einer Zone liegen, deren Axe senkrecht zu der Verticalaxe und parallel einer Prismenfläche steht, wobei jedoch vorausgesetzt ist, dass diese Durchschnitte weder einen sehr kleinen, noch einen sehr grossen Winkel mit der Verticalaxe machen dürfen. Ist dieser Winkel sehr klein, so entzieht sich die Schiefe der Beobachtung, ist der Winkel sehr gross, so tritt auch das zweite System von Spaltungsrissen zum Vorschein. — Der Diallag ist, ausgehend von den Rändern, oft theilweise in Uralit oder wieder in strahlsteinartigen Amphibol umgewandelt; dieser secundäre Aktinolith spielt überhaupt eine grosse Rolle in diesem Gestein.

5. Der reichlich verzwillingte, nicht sehr basische Plagioklas ist trübe; bei der Zersetzung ist viel Epidot ausgeschieden.

6. In geringer Menge kommt in diesem Gabbro als zuletzt ausgeschiedenes Mineral der primären Gemengtheile Quarz mit winzigen Flüssigkeitseinschlüssen vor. —

Der Olivindiabas, welcher von mir in einem der den centralen Hügel umgebenden niedrigen Vorhügel anstehend gefunden wurde, ist mittelkörnig und hat eine dunkelgrüne Farbe, welche durch das Vorherrschen der dunkeln Gemeng-

theile, Augit und Olivin, über den Feldspath bedingt wird. Mikroskopisch erwies sich das Gestein als durchaus frisch. Die Structur ist deutlich ophitisch, jedoch nicht so schön wie bei Diabasen, welche weniger Augit und mehr Plagioklas enthalten. Unter den primären Gemengtheilen sind die zuerst ausgeschiedenen, Magnetit, Apatit, Titanit, Biotit und Olivin. vollständig idiomorph. Biotit ist in wenigen Lappen vorhanden. Die Olivinkrystalle sind gewöhnlich gerundet, jedoch besitzen sie mitunter eine recht deutliche Krystallform. Der Olivin ist sehr frisch und nur an wenigen Krystallen bemerkt man von den Bruchrissen aus eine beginnende Serpentinisirung. Sowohl Augit als Plagioklas umschliessen häufig Olivin. Auch der Plagioklas ist frisch und besitzt neben der gewöhnlichen Zwillingsstreifung auch häufig eine solche nach dem Periklingesetz.

Etwa 14 km nördlich von Rhenosterkop, am Wege nach Reitzburg, steht in der Rhenosterdrift am Rhenosterfluss ein schöner Olivindiabas an mit typischer ophitischer Structur. Bemerkenswerth ist in diesem Gestein der grosse Gehalt an Magnetit, welches Mineral in ausgezeichnet scharfen Oktaëdern, häufig Zwillingen nach O {111} vorkommt. Der Olivin ist in diesem Diabas grösstentheils unter Ausscheidung von feinen Eisenerzkörnchen serpentinisirt.

Erklärung der Taf. X.

Die Kartenskizze. Die topographische Grundlage der Kartenskizze ist F. Jeppe's Map of the Transvaal, 1889, entnommen. In der Umgegend von Klerksdorp sind einige kleine Correcturen auf Grund der später erschienenen, oben p. 191 citirten Specialkarte von Poole angebracht. Die geologische Colorirung ist, was die Grenzen anbelangt, ausserhalb der unmittelbaren Umgebung der Profillinien schematisch und die punktirten Theile sind hypothetisch. Von den weiss gelassenen Theilen ist mir nichts mit Sicherheit bekannt geworden. Gangförmig auftretende Eruptivgesteine von geringer horizontaler Ausdehnung sind nicht eingezeichnet.

Die Profile. Sämmtliche Profile sind quer zu der Hauptstreichungsrichtung der Schichten genommen. Die in jedem Schichtensystem gezeichneten schwachen Linien sollen das Einfallen der Schichten ungefähr angeben; eine Ausnahme macht die alte Schieferformation, in welcher das Einfallen der Schichten an vielen Stellen sehr stark wechselt. Die in

den Profilen mit *V* angegebenen stärkeren schwarzen Linien bedeuten Verwerfungen. Die auf der Karte angegebene Farbenerklärung hat auch Giltigkeit für die Profile; indessen ist zu den einzelnen Profilen noch Folgendes zu bemerken:

Fig. 1. Profil längs der Linie *AB* auf der Karte, vergl. p. 264. Der feste Punkt, der Ausgangspunkt bei den Höhenmessungen [1], ist Klerksdorp, 1190 m über dem Meeresspiegel. Die auf dem Dolomit westlich von Hartebeestfontein liegenden, mit schwarzen Kreisen auf weissem Felde angegebenen Schichten stellen ein jüngeres Conglomerat vor. Horizontal purpurfarbige Linien auf Grün bedeuten Gabbro, wie in der Mooi-rivier-Ebene.

Fig. 2. Profil entlang der Linie *CD* auf der Karte; vergl. p. 270.

Fig. 3. Profil entlang der Linie *EF* auf der Karte; vergl. p. 270. Die festen Punkte sind Pretoria in 1360 und Johannesburg in 1708 m Höhe über dem Meeresspiegel.

Fig. 4. Profil von Zeerust in SSW.-Richtung bis auf das Hochplateau des westlichen Hoogevelds. Die Dolomitschichten sind, soweit sie punktirt sind, tremolitführend. In der alten Schieferformation ist Quarzit quer und Chiastolithschiefer schräg zu den Schichtungsflächen gestreift.

Fig. 5. Profil durch die Goldgrube bei Kromdraai in N.—S.-Richtung. Die weiss gelassene Schicht *aa'* ist der goldführende Quarzlagergang. Die darüber liegenden quergestreiften Schichten bestehen aus Quarzit. Die schwarze Doppellinie *cc'* im Dolomit soll die Lage einer Einlagerung von oolithischem Kalkstein im Dolomit angeben.

Fig. 6. Profil durch die Pretoria-Hügelreihe in N.—S.-Richtung und durch das Bohrloch auf der plaats Arcadia (vergl. p. 208). In diesem Profil bedeutet *a* Thonschiefer, *b* contactmetamorph veränderte Thonschiefer, *c* Diabas, *d* contactmetamorph veränderter Quarzit, *e* Quarzit, *f* Thon und Schutt, *g* zersetzter Diabas, *h* Diabas-Mandelstein.

Fig. 7 und 8. In diesen beiden Profilen sind die Banketschichten, die sogenannten reefs, mit runden schwarzen Kreisen getüpfelt. Die feineren Schichten stellen Thonschiefer, die groberen Sandstein und Quarzit vor. Fig. 7 ist ein Profil in O.—W.-Richtung durch die Klerksdorp-Main-Reef-Reihe, Fig. 8 ist ein Profil in O.—W.-Richtung durch den oberen Theil der Witwatersrandschichten auf der plaats Elandslaagte am linken Ufer des Vaalflusses unweit Reitzburg.

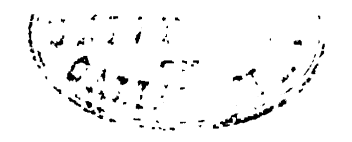
Fig. 9. Durchschnitt durch einen Pyroxenkrystall senkrecht zu der Verticalaxe.

---

[1] Absolute Höhenmessungen habe ich nicht gemacht; für die Construction der Profile Fig. 1 und Fig. 3 wurden die von mir berechneten Höhen gebraucht, welche ich durch vergleichende barometrische Messungen mit festen Punkten, d. h. mit den Ortschaften Klerksdorp, Johannesburg und Pretoria, deren Höhenlage genau bekannt ist, ermittelte.



Inhalt.



Petrographische Untersuchungen argentinischer Gesteine, ausgeführt im mineralogisch-petrographischen Institute der Universität Berlin.

IV.

Petrographische Untersuchungen an Diorit-, Gabbro- und Amphibolitgesteinen.

Von

Julius Romberg in Berlin.

Hierzu Taf. XIII. XIV.

Allgemeiner Theil.

Über die in der mineralogisch-petrographischen Sammlung der Universität Berlin befindlichen Gesteine aus der argentinischen Republik, welche Herr Professor Dr. Ludwig Brackebusch während seines langjährigen Aufenthaltes in jenem Lande gesammelt hat, wurden bis jetzt folgende Arbeiten publicirt:

I. Untersuchung an altkrystallinen Schiefergesteinen aus dem Gebiete der argentinischen Republik. B. Kühn; dies. Jahrb. 1891. Beil.-Bd. VII. S. 295.

II. Mineralogisch-petrographische Untersuchung argentinischer Pegmatite. P. Sabersky; dies. Jahrb. 1891. Beil.-Bd. VII. S. 359.

III. Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. J. Romberg; dies. Jahrb. 1892. Beil.-Bd. VIII. S. 275.

Ferner erscheint gleichzeitig die Abhandlung:

V. Petrographische Untersuchungen an alten argent. Ergussgesteinen. P. Siepert; dies. Jahrb. 1894. Beil.-Bd. IX. S. 393.

Diejenigen krystallinisch-körnigen Gesteine aus vortertiärer Zeit, auf welche sich die erwähnten Untersuchungen nicht erstreckt haben, gehören hauptsächlich der Diorit- und Gabbro-Familie an, denen sich hornblende- bezw. augithaltige, geschieferte Gesteine recht eng anschliessen. Diese Ähnlichkeit ist die Veranlassung, dass letztere Gruppe s. Zt. nicht in die Untersuchungen des Herrn Dr. B. Kühn einbezogen, sondern die zusammenfassende Bearbeitung beider Abtheilungen mir durch Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. C. Klein übertragen wurde. Für die freundliche Unterstützung, welche mir von Seiten dieses verehrten Lehrers, sowie des Herrn Privatdocenten Custos Dr. F. Rinne im Laufe der Arbeit zu Theil geworden ist, spreche ich hiermit meinen verbindlichsten Dank aus, in gleicher Weise auch Herrn Prof. Dr. L. Brackebusch für die bereitwilligst gewährte Auskunft über das geologische Vorkommen der Gesteine.

Hinsichtlich der Literatur verweise ich an erster Stelle auf das grundlegende Werk:

„Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik.“ Prof. Dr. A. Stelzner; Cassel u. Berlin 1885,

sowie die jüngst erschienene:

„Mapa geologico del interior de la Republica Argentina.“ 1 : 1 000 000. Prof. Dr. L. Brackebusch; Gotha (C. Hellfarth) 1892.

Da die zu dieser Karte gehörigen Profile nebst Text noch nicht erschienen sind — auch das eine, südwestliche Blatt fehlt augenblicklich noch —, so verweise ich auf verschiedene kleinere Abhandlungen desselben Autors:

„Reisen in den Cordilleren der argentinischen Republik.“ Verh. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1891. I.

„Die Cordillerenpässe zwischen der argentinischen Republik und Chile vom 22—35° s. Br.“ Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1892. Bd. XXVII. No. 4.

„Die Bergwerksverhältnisse der argentinischen Republik.“ Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. Berlin 1893. Bd. XLI.

Speciell hinzuweisen ist ferner auf die

„Studien über Cordillerengesteine.“ Hch. Francke; Inaug.-Diss. Leipzig; Apolda 1875,

weil einzelne Gesteine, welche s. Zt. von STELZNER gesammelt und zunächst von FRANCKE beschrieben wurden, auch hier zur Untersuchung vorliegen.

Zu erwähnen sind weiter:

„Geologische Übersichtskarte von Südamerika." Blatt 14 in BERGHAUS' Physik. Atlas mit Text. Prof. Dr. G. STEINMANN.

„Apuntes sobre rocas eruptivas de la pendiente oriental de los Andes entre Rio Diamante y Rio Negro." Prof. Dr. G. BODENBENDER; Rev. Argent. d. Hist. Natur. 1891, obschon das letztgenannte Gebiet nicht in der vorliegenden Arbeit besprochen wird.

Aus der Reihe wissenschaftlicher Publicationen über solche Gesteine, wie sie hier zur Behandlung stehen, will ich die Werke:

„Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine." Prof. JOHS. LEHMANN. Bonn 1884,

„Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels." Prof. FR. BECKE; T. M. P. M. 1882. IV. S. 189 u. S. 285,

„Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels." Prof. FR. BECKE; T. M. P. M. 1883. V. S. 147,

besonders hervorheben, da ein recht grosser Theil der von diesen Herren gemachten Beobachtungen sich ohne weiteres auf das von mir untersuchte Material übertragen liess.

Dass die unentbehrlichen Handbücher:

„Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien." Stuttgart 1892. III. Aufl. und

„Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine" von Prof. Dr. H. ROSENBUSCH. Stuttgart 1887. II. Aufl.,

„Lehrbuch der Petrographie" von Prof. Dr. F. ZIRKEL[1]. I. Bd. Leipzig 1893,

von mir benützt wurden, bedarf kaum der Erwähnung. Weitere Literaturangaben erfolgen an den bezüglichen Stellen, da die Anzahl der Werke über einzelne Vorkommen oder Gruppen solcher Gesteine, wie sie hier zur Behandlung stehen, viel zu umfangreich ist, um speciell aufgeführt zu werden.

---

[1] Nach Abschluss dieser Arbeit erschien der zweite Band dieses Werkes.

Die Anordnung des zu behandelnden Stoffes ist folgende: An die Geologische Einleitung knüpfen sich Bemerkungen über das Vorkommen der Gesteine; hierauf folgt die Eintheilung derselben in die Hauptgruppen:

A. Eruptivgesteine,

B. Einlagerungen der krystallinen Schiefer

und die weitere Gliederung. Im speciellen Theile werden die einzelnen Unterabtheilungen geschildert und zum Schlusse die wichtigsten Ergebnisse der Arbeit aufgeführt. Die Angaben über Länge, Breite und Höhe der verschiedenen Fundpunkte beruhen auf Feststellungen des Herrn Professor Dr. L. Brackebusch.

Geologische Einleitung.

Das Verbreitungsgebiet der Diorit- und Gabbro-Gesteine, sowie der Hornblendeschiefer ist im grossen Ganzen das gleiche, wie jenes der Granite und altkrystallinen Schiefer, mit welchen zusammen sie sich vielfach in der Natur vorfinden. Es kann daher auf die speciellen Angaben in den S. 293 genannten Abhandlungen Bezug genommen werden. Um jedoch auch hier ein Bild der geologischen Verhältnisse zu geben, fasse ich aus dem citirten Werke von Stelzner und den Mittheilungen Brackebusch's[1] folgende kurze Übersicht zusammen.

Während die westliche Andeskette, die Grenzcordillere mit Chile, in der Hauptsache mesozoische Sediment- und Eruptivgesteine, tertiäre und jüngere vulcanische Gebilde aufweist, sehen wir in der östlichen Hauptcordillere palaeozoische Schiefer, Granite und Porphyre am Aufbau theilnehmen. Die zahlreichen, weiter nach Osten zu sich angliedernden Gebirgsketten der Anticordilleren — in ungefähr nordsüdlicher Richtung parallel den Hauptcordilleren verlaufende Faltenzüge — bestehen dagegen vorwiegend aus altkrystallinen Schiefern, Eruptivgesteinen und Sedimenten älterer Formationen. In ihren Ausläufern und jenen isolirten Gebirgszügen, welche schroff aus den weiten Ebenen hervorragen — den pampinen Sierren Stelzner's —, finden wir das eigentliche Heimaths-

[1] Zum Theil einem älteren Manuscripte entnommen, welches Herrn Prof. Dr. Klein zur Verfügung gestellt wurde.

gebiet von Gneiss, Hornblendeschiefer, krystallinem Kalk, Granit, Diorit, Gabbro u. s. w.

Die für die plutonischen Gesteine charakteristische Erscheinungsweise tritt uns auch hier für Diorit und Gabbro entgegen. Dieselben bilden Stöcke, selten Lager oder Gänge innerhalb der altkrystallinen Schiefer; in den palaeozoischen Schichten sind sie spärlich vertreten und nur die Andendiorite, wie solche Stelzner zuerst nachwies, beanspruchen ein wesentlich höheres Niveau. Wie sich aus einer Reihe von Beobachtungen Brackebusch's, Steinmann's, W. Möricke's[1], Bodenbender's und neuerdings einer Anzahl Vorkommen von Andengesteinen in Nordamerika ergiebt, dürfte die Eruption derselben zu Ende der Kreideperiode oder Beginn der Tertiärzeit erfolgt sein.

Die Hauptmenge hornblendehaltiger Gesteine — Hornblendeschiefer, Amphibolite, dioritische und gabbroartige Massen — erscheint jedoch in regelmässiger Wechsellagerung mit Gneiss und krystallinem Kalk, ohne dass ein bestimmter Horizont für solche bekannt wäre. Richtungslos körnige Massen finden sich nicht selten von einem Mantel mehr oder weniger deutlich geschieferter Gesteine umgeben, ohne dass eine scharfe Grenze zwischen ihnen zu beobachten wäre. (San Francisco zum Monigote, S. L., zwischen Chaves und Higueritas, südwestl. Valle Fertil, S. L.). In Folge des durch die dunklere Farbe dieser Einlagerungen hervorgerufenen Gegensatzes lassen sich dieselben in den meist vegetationsarmen Terrains auf weite Strecken hin verfolgen.

An das Auftreten dieser Gesteine sind Kupfererze (auch titanhaltiges Magneteisen) häufig gebunden; besonders sind es epidotreiche Hornblendegesteine, die in fahlbandartiger Weise mit Eisenkies, Kupferkies und etwas Buntkupfererz imprägnirt, auf ihren Kluftflächen von meist grün gefärbten Kupferverbindungen überzogen werden.

Über das Vorkommen der krystallinen Kalke, sowie deren Reichthum an Mineraleinschlüssen ist Näheres aus der Beschreibung Stelzner's[2] zu ersehen.

---

[1] Vergleichende Studien über Eruptivgesteine und Erzführung in Chile und Ungarn. Freiburg i. Br. 1892. Ber. d. naturf. Ges. Bd. VI. H. 4. S. 4.

[2] Min. Mitth. 1873. H. 4. S. 230. „Körnige Kalksteine der argentinischen Republik und ihre accessorischen Mineralien."

Hauptsächlich verbreitet finden wir die Hornblendegesteine in den Provinzen Cordoba und San Luis; weniger häufig sind solche in den Provinzen La Rioja und Catamarca und nur spärlich in der Provinz San Juan vertreten. Aus den Provinzen Jujuy und Santiago del Estero liegen nur einzelne Stücke in den Sammlungen, während solche aus den Provinzen Salta, Tucuman, Mendoza gänzlich fehlen.

In der Provinz Cordoba sind sie vorzüglich entwickelt in der Sierra Chica, in der Sierra de Cuchicorral und Pencales, in den Umgebungen von Characate und Candelaria, in der Sierra de San Carlos, im Gebiete zwischen dieser und der Sierra de Pocho, ferner in der Umgebung von Potrero de Garay und am ganzen Westabhange der Sierra Grande; in der Sierra del Norte treten sie sehr in der Entwicklung zurück.

In der Provinz San Luis finden wir sie hauptsächlich in der Gegend von San Francisco, am Palomar, am Monigote, Rincon, den Invernadas, dem Pancante und Brete, bei der Cañada Honda, in den Umgebungen von Intiguasi, der Laguna Brava, der Cerros Largos westlich San Martin, bei Renca und am Morro.

In der Provinz La Rioja erscheinen dieselben in der Sierra de Umango, am Cerro Negro südlich Vinchina, bei Hornillos, am Cerro de Nonogasta; ferner treten sie auf in der Gegend von Paganzo und in der Sierra de los Llanos.

In der Provinz Catamarca wurden solche Gesteine bei Agua Negra südlich der Hoyada, bei Piedra Parada östlich Planchada, Chaschuil und Tamberia constatirt. Sie kommen ferner vor auf der Höhe der Cuesta de Joyango und im südlichen Theile der Sierra de Ancasti.

In der Provinz San Juan sind dieselben am Cerro de Guachi vertreten, sowie in der Sierra de la Huerta; ferner bei Cantera südlich Gualilan.

Bemerkungen über das Vorkommen der Gesteine und ihre Classification.

Um zu einem geeigneten Gesichtspunkte zu gelangen für die Resultate, welche Brackebusch in seiner geologischen Karte der argentinischen Republik niedergelegt hat, erwähne ich,

dass das Gebiet des genannten Staates einen Flächenraum von 2 789 400 qkm umfasst, also grösser ist, als Central- und Südwest-Europa zusammengenommen.

Wenn auch diese Ziffer ganz wesentlich dadurch reducirt wird, dass die Theile südlich vom 35.° s. Br. ausser Betracht bleiben, obgleich die Einförmigkeit der weiten Ebenen die Aufnahme erleichtert, so wird dies mehr als ausgeglichen durch die grosse Höhe der Gebirge, die Ungunst des Klimas und die spärliche Anzahl der Bewohner, sowie die mangelnde Topographie dieses Landes.

Stellen wir die grundlegende Arbeit Stelzner's und ebenso die späteren Leistungen von Brackebusch auch auf die höchste Stufe, so lässt sich doch nicht mehr verlangen, als dass an einzelnen Stellen die geologischen Verhältnisse mit grösserer, an anderen jedoch nur mit geringerer Sicherheit festgestellt wurden. Es ist eine Grundlage für spätere Detailarbeiten gewonnen und eine ebensolche soll in grossen Zügen durch die Untersuchungen ganzer Gesteinsserien aus diesem Gebiete geschaffen werden.

Behufs einer Classification der Gesteine ergiebt sich zunächst die Schwierigkeit einer sicheren Trennung der selbstständigen Glieder der Diorit- und Gabbro-Familie von den ähnlichen Einlagerungen der krystallinen Schiefer.

In die Abtheilung:

A. Eruptivgesteine

wurden daher ausschliesslich solche Vorkommen aufgenommen, die sowohl nach bestimmten Angaben des Sammlers, als auch nach dem Ergebnisse der makroskopischen und mikroskopischen Prüfung zu denselben zu stellen waren.

In der Abtheilung:

B. Einlagerungen der krystallinen Schiefer

finden wir dagegen nicht nur alle jene richtungslos körnigen dioritischen und gabbroartigen Gesteine, deren Vorkommen als Stöcke, Gänge, bezw. Lager nicht sichergestellt ist, sondern auch alle Übergänge zu den eigentlichen Hornblendeschiefern, sowie diese letzteren selbst.

Bei dieser Eintheilung konnte nicht vermieden werden, dass Gesteine, welche geologisch zusammengehören, eventuell

an getrennten Stellen zur Besprechung gelangen. Denn es beschreibt z. B. STELZNER S. 24 l. c. die auch hier in den Sammlungen vorhandenen Gesteine vom Valle Fertil und Martin Garcia, die er als augitführende Diorite bestimmte, in folgender Weise:

„Die Gesteine beider Localitäten zeigen eine mittel- bis grobkörnige und dabei bald richtungslose, bald schieferige Structur. Oftmals sieht man an einem und demselben Blocke, wie die eine Abänderung rasch in die andere übergeht."

Dieser bunte Wechsel in der äusseren Erscheinung der Gesteine ist aber geradezu charakteristisch für beide Abtheilungen derselben, denn wir finden solchen stets bei den verschiedenen Autoren (BECKE, WILLIAMS, TÖRNEBOHM etc.) hervorgehoben, die ähnliche Gebiete beschreiben.

Wie für die Structur und die Korngrösse, ergiebt sich auch für die mineralogische Zusammensetzung eine grosse Mannigfaltigkeit. Von allen, für eine Classification der Gesteine wesentlichen Gemengtheilen — Quarz, Feldspath, Hornblende, Augit, Biotit, Olivin — finden sich die einzelnen in recht verschiedenen Mengeverhältnissen, oder fehlen ganz. Durch das Vorhandensein von rhombischem oder monoklinem Augit, eventuell Diallag, sowie einer Reihe von Hornblendevarietäten wird die specielle Gliederung noch weiter erschwert, weil die übergrosse Zersplitterung vermieden werden soll.

Die chemische Analyse wird bei einer Zahl von mehreren Hundert Handstücken kaum mit Erfolg zur Eintheilung derselben herangezogen werden können. Es sind überdies die Gesteine nicht nur von recht ungleicher Frische, sondern es lässt sich auch wiederholt ein Wechsel in der Zusammensetzung der einzelnen Stücke erkennen, wie die von verschiedenen Stellen derselben entnommenen Schliffe beweisen.

Die Berücksichtigung dieser Umstände führte zur Aufstellung einer Anzahl grösserer Gruppen, welche in der ersten Abtheilung, den Eruptivgesteinen, nur nach dem Mineralbestande weiter gegliedert werden, während bei der zweiten Abtheilung, den Einlagerungen der krystallinen Schiefer, die Scheidung in erster Linie nach der Structur, und erst die fernere Trennung nach der Mineral-

association erfolgt. Es musste hier zwischen den richtungslos-körnigen Gesteinen, den körnig-streifigen, welche vielleicht durch metamorphe Vorgänge aus ersteren entstanden sein könnten, und den parallelschieferigen unterschieden werden. Die gleichen Mineralcombinationen sind für jede einzelne dieser Gruppen möglich, jedoch nicht alle hier vorhanden. Übergänge zwischen den verschiedenen Gruppen kommen vor. Die Eintheilung der Gesteine, sowie die Anordnung, in der sie zur Besprechung gelangen werden, entspricht folgendem Schema:

A. Eruptivgesteine.

I. Diorit.

a) Quarzdiorit.

1. Mit Biotit.
2. Mit Biotit und Hornblende.
3. Mit Hornblende.
4. Mit Augit (Andendiorit).

b) Diorit.

1. Mit Hornblende.
2. Mit Augit und Hornblende.

c) Gabbrodiorit.

II. Gabbro.

a) Gabbro.

1. Ohne Olivin.
2. Mit Olivin.

b) Norit.

1. Ohne Olivin.
2. Mit Olivin.

c) Peridotit.

1. Mit Augit.
2. Mit Augit und Hornblende.

B. Einlagerungen der krystallinen Schiefer.

I. Richtungslos-körnige Gesteine.

a) Dioritische Einlagerungen.

1. Gesteine mit Plagioklas und Hornblende, event. Quarz, Augit, Biotit führend.
2. Feldspatharme Gesteine, bezw. feldspathfreie (Hornblendeaggregate).

Anhang: Fahlbänder und Epidotfels.

b) Gabbroartige Einlagerungen.

1. Feldspatharme Gesteine.
2. Peridotitische Gesteine (Schillerfels, Serpentin).

Anhang: Gesteine mit Granat, bezw. Skapolith.

II. Körnig-streifige Gesteine.

a) Gesteine mit Plagioklas und Hornblende, event. Quarz, Augit, Biotit führend.

Anhang: Gesteine, charakterisirt durch Führung von:
Epidot und Zoisit,
Granat oder Skapolith.

b) Gesteine mit Plagioklas und monoklinem Augit.

Anhang: Gesteine, charakterisirt durch Führung von:
rhombischem Pyroxen.

III. Parallelschieferige Gesteine.

a) Hornblendeschiefer.

1. Gesteine mit gemeiner Hornblende.

Anhang: Gesteine, charakterisirt durch Führung von:
Epidot und Zoisit,
monoklinem Augit,
rhombischem Augit.

2. Gesteine mit aktinolithischer Hornblende.

Anhang: Gesteine, charakterisirt durch Führung von:
monoklinem Augit.

Anhang.

a) Gneissartige Hornblendegesteine.
b) Talk- und Chlorit-Aggregate, z. Th. mit aktinolithischer Hornblende.
c) Kalkstein mit aktinolithischer Hornblende und monoklinem Augit.
d) Turmalingesteine, z. Th. schieferig.

Specieller Theil.

A. Eruptivgesteine.

Zwei Hauptgruppen der Tiefengesteine kommen hier zur Behandlung, jene der

Diorite und
Gabbros (incl. Peridotite).

Eine Mittelstellung zwischen beiden nimmt die Familie der Gabbrodiorite ein.

I. Diorit.

Die Handstücke dieser gut charakterisirten Gesteinsgruppe sind je nach Vorwalten von Quarz-Feldspath auf der einen, Biotit, Hornblende, Augit auf der anderen Seite, lichtgrau bis schwarzgrau, oder grüngrau bis schwarzgrün gefärbt. Diese holokrystallinen Gesteine haben meist mittlere Korngrösse; sie sind vereinzelt grob- oder fein-, selten zuckerkörnig. Nach Mineralbestand und äusserer Beschaffenheit sind Übergänge zu Granit, Gabbro und Diabas vorhanden, ebenso Beziehungen zu Gneiss und Amphibolit.

Die makroskopisch erkennbaren Mineralien sind:

Plagioklas, meist weiss, gelblich, grünlichgrau, selten schwach röthlich gefärbt, z. Th. mit Krystallformen.

Hornblende, dunkel- bis schwarzgrün, manchmal krystallographisch begrenzt, selten graugrün und dann von faseriger Beschaffenheit.

Nur für einzelne Gesteine von Bedeutung sind:

Quarz, lichtgrau, nur manchmal im Handstücke erkennbar.

Augit, schwarzgrüne, gedrungene Krystalle.

Biotit, schwarzglänzende, oder durch Chloritisirung grünliche Blättchen.

Orthoklas, fleischrothe Körner, recht spärlich verbreitet.

Titanit, meist in kleinen, honiggelben Kryställchen.

Erz und Eisenkies.

Epidot, gelbgrüne Körner.

Unter dem Mikroskope sehen wir, dass der Plagioklas nach der Grösse der Auslöschungsschiefe weniger häufig den sauern, sondern mehr den basischeren Gliedern der Reihe angehört; ersterer herrscht bei den Quarzdioriten vor. Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist bei den leistenförmigen Krystallen gewöhnlich; bei den tafelförmigen tritt häufig das Periklingesetz noch hinzu. Zonar-Structur ist bei letzteren verbreitet.

Deutliche krystallographische Begrenzungen finden sich keineswegs selten, zum mindesten sind Spuren derselben an den grossen Durchschnitten erkennbar, wie dies auch bei Granit der Fall ist. Wegen einer eventuellen Ab-

grenzung gegenüber Amphibolit ist dies nicht ohne Bedeutung.

Bei der Hornblende liegt ein ähnlicher Unterschied viel weniger klar zu Tage, da sich unter den Schliffen der geschieferten Gesteine einzelne finden, in denen fast sämmtliche Hornblende-Individuen Krystallformen aufweisen. In vielen Fällen machen sich geringe Farbenunterschiede bemerklich. Während die Hornblende in den Dioriten meist gelbgrün bis grasgrün pleochroitisch ist — auch dunkelbraun kommt vor —, zeigt solche in den Schiefern mehr blaugrüne oder auch bräunliche Töne. Die schilfige oder faserige Hornblende findet sich nur als Pseudomorphose nach Augit; sie ist graugrün oder saftgrün gefärbt. Die Zwillingsbildung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) ist allgemein verbreitet.

Der monokline Augit erscheint gewöhnlich als wenig frischer, hellgrüner Kern innerhalb grösserer Hornblendekrystalle. Er zeigt die bekannten Eigenschaften, ebenso wie auch Biotit.

Ausser primärem Quarz, der zuweilen Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle führt, scheint manchmal, nach der ungleichmässigen Vertheilung zu schliessen, auch solcher secundärer Natur vorhanden zu sein.

Titanit, oft in grossen pleochroitischen Krystallen, auch Zwillingen, ist ein selten fehlender Gemengtheil; eventuell stellt er sich als secundärer Rand um titanhaltiges Erz ein.

Magnetit, Eisenkies, Apatit, Rutil, Zirkon und die secundären Mineralien Epidot, Zoisit, Chlorit, Kalkspath, Kaolin, Brauneisen sind vielfach vorhanden.

Die übliche Eintheilung der Diorite nach der Führung wesentlicher Mineralien bedingt die Zutheilung dreier unter sich ähnlicher Stücke vom gleichen Fundpunkte (Cantera, südlich Gualilan, S. Juan), die wohl in Beziehungen zu einander stehen dürften, zu drei verschiedenen Gruppen. Das eine führt von farbigen Gemengtheilen nur Biotit, das zweite Biotit und Hornblende, das dritte ausschliesslich Hornblende. In der Natur pflegt solches Vorherrschen einzelner Mineralien oft auf Faciesbildung derselben Masse zu beruhen, wie ich mich z. B. an den Dioriten im Reinthale bei

Taufers in Tyrol, welche F. Löwl[1] und F. Becke[2] neuerdings beschrieben haben, bei kürzlicher Anwesenheit dort überzeugen konnte.

a) Quarzdiorit.

1. Mit Biotit.

Cantera, südlich Gualilan. S. Juan.
31° 7'; 69° 3'; 2400.
(4) Paso del Carmen, Rio Soto. Cord.
31° 5'; 64° 55'; 950.

(Die Höhen sind in Metern angegeben, die Längengrade westlich von Greenwich. Die verschiedenen Provinzen werden abgekürzt durch folgende Anfangsbuchstaben bezeichnet: C. = Catamarca; Cb. = Cordoba; E. = Santiago del Estero; J. = Jujuy; L. R. = La Rioja; M. = Mendoza; S. = Salta; S. J. = San Juan; S. L. = San Luis.)

Beide Gesteine sind von schwarzweisser Farbe, das erstere zuckerkörnig und feinkörniger als das zweite. Sie bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und Biotit, da Quarz dagegen zurücktritt.

U. d. M. erkennt man ausser typischem Plagioklas das Vorhandensein von einem orthoklastischen Feldspath in geringen Mengen. Aus diesem Grunde wurden die Stücke in einer früheren Arbeit von mir als Granite, sehr reich an Plagioklas, beschrieben, während solche besser hierher gestellt werden, schon wegen des Zusammenhanges mit den anderen Stücken vom gleichen Fundpunkte. Quarz ist im Dünnschliffe reichlich vertreten. Im Biotit sind pleochroitische Höfe um Einschlüsse von Zirkon und Titanit häufig sichtbar. Dieser Glimmer ist öfter chloritisirt, z. Th. auch gebleicht. Etwas Muscovit findet sich im Zusammenhang mit Biotit im Schliffe von Cantera; Apatit und Erz fehlen nicht.

2. Mit Biotit und Hornblende.

Cantera, südlich Gualilan. S. J.
31° 7'; 69° 3'; 2400.

---

[1] „Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tyrol." Petermann's Mitth. 1893. 39. Bd. IV. 73.

[2] „Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner." Min. u. petr. Mitth. 1893. XIII. S. 379.

(2) Rio Reyes. J.
24^0 10′; 65 30′; ?
(2) La Cruz, Ojo de Agua. E.
29^0 35′; 63^0 46′; 400.
Cerro Negro, südlich Vinchina. L. R.
28^0 58′; 68^0 18′; 1350.
Cienega, östlich San Martin. S. L.
32^0 26′; 65^0 32′; 900.

Von den grauen und schwarzgrünen, mittelkörnigen Gesteinen zeigen einzelne bei Plagioklas (Cantera) und Hornblende krystallographische Begrenzungen. Quarz tritt in dem rothgrauen, granitisch aussehenden Gesteine von Cerro Negro hervor (es bildet eine isolirte Kuppe innerhalb des Granits); schmale Quarztrümer durchziehen die Stücke von La Cruz. Die Rollstücke aus dem Rio Reyes sind mit zahlreichen, honiggelben Titanitkryställchen besetzt. Der ganz verschiedenen Lage der Fundpunkte (in 5 Provinzen) entspricht auch das ungleichartige Aussehen der Gesteine.

U. d. M. ergiebt sich als allen Schliffen gemeinsam das Vorkommen eines oft zonar aufgebauten Plagioklases, häufig mit krystallographischer Begrenzung. Auffallend ist die Verwitterung einzelner schmaler Zonen zu Kaolin und Epidot in den Schliffen von La Cruz und Rio Reyes.

Der Quarz findet sich meist als Intersertalmasse zwischen den Plagioklaskrystallen; nur in dem Gestein von Cerro Negro ist er häufig, sowie in einem Schliffe von La Cruz, wo er z. Th. aus den Quarztrümern stammen, also secundären Ursprungs sein dürfte.

Die Hornblende zeigt in dem Schliffe von Cantera deutliche Krystallformen; die langen, schmalen Säulen derselben sind dunkelgrün bis olivengrün pleochroitisch. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt ca. 13—15^0 auf Schnitten nach $\infty P \grave{\infty}$ (010). Die ähnlich gefärbte, aber ganz unregelmässig begrenzte Hornblende des Schliffes von Cerro Negro umschliesst, wie auch hier der Biotit, Körner von Plagioklas und Quarz, welch letzterer selbst wieder kleine Einschlüsse von Hornblende führt. Diese eigenartigen Verhältnisse dürften durch Contactwirkungen hervorgerufen sein, wie solche in noch höherem Maasse für das Gestein von Cienega anzunehmen sein

werden. Neben grösseren, tafelförmigen Plagioklasdurchschnitten sehen wir hier kleine, leistenförmige Individuen desselben Minerals, beide angefüllt mit Hornblendekryställchen, Biotitblättchen und Erzmikrolithen. Die Hornblende scheint z. Th. aus der Umwandlung von Augit hervorgegangen zu sein; verschieden orientirte kleine, schilfige Kryställchen werden durch einen einheitlichen Hornblenderand eingefasst und durch eine Grenzzone aus Erzkörnchen von diesem getrennt. Biotit und Hornblende sind vielfach, oft in bizarrer Weise, zusammen verwachsen; beide Mineralien sehen, durch Einschlüsse vieler kleiner Quarzkörnchen, wie siebartig durchlöchert aus. Es liegt hier die von G. H. Williams[1] neuerdings als mikropoikilitisch bezeichnete Structur vor, deren Ursache nach Beobachtungen von A. Sauer[2], W. Salomon[3] u. a. vielfach auf Contactwirkung beruht.

Aus dem Schliffe von Rio Reyes ist die Häufigkeit der spitzrhombischen Titanitkryställchen zu erwähnen, welche in auffälliger Weise nach der b Axe gestreckt und oft nach 0P (001) verzwillingt sind.

Apatit, Erz, Rutil, sowie von secundären Mineralien Epidot, Chlorit, Kalkspath etc. sind in den verschiedenen Gesteinen mehr oder weniger reichlich vertreten.

3. Mit Hornblende.

Cantera, südlich Gualilan. S. J.
31° 7′; 69° 3′; 2400.
(2) Zwischen Chaves und Higueritas südwestlich Valle Fertil. „
30° 46′; 67° 33′; 1400.

Das schwarzweisse, mittelkörnige Gestein von Cantera zeigt bei dem Plagioklas ausgeprägte Krystallformen, ebenso bei den schwarzen Hornblendesäulchen, während solche in

[1] „On the use of the terms poikilitic and micropoikilitic in petrography." The Journ. of Geology. Chicago 1893. I. No. 2. S. 176.

[2] Vergl. Beschreibung der Contactgesteine in Erläuterungen z. geol. Specialkarte d. Königr. Sachsen. Section Meissen 1889. S. 66 u. a. O.

[3] Dies. Jahrb. Beil.-Bd. VII. 1891. S. 482. Auch F. Zirkel, Lehrb. d. Petr. I. 1893. S. 591.

den grosskörnigen, dunkelgefärbten Stücken von Chaves nicht zu erkennen sind. Nach einer Andeutung von Schieferung bei letzteren sind solche vielleicht zu Amphibolit zu stellen.

Die krystallographische Begrenzung des Plagioklas und der Hornblende ist auch im Dünnschliffe von Cantera deutlich. Letzteres Mineral zeigt Ausbildung des vorderen Pinakoids, auch Zwillingsbildung nach dieser Fläche und Pleochroismus zwischen kastanienbraun und hellbraun auf Längs- und Querschnitten, wie ihn kein zweites Stück der Sammlung, auch das früher betrachtete vom gleichen Fundpunkte nicht, wieder aufzuweisen hat. Die Krystalle werden aus mehreren verschiedenen Zonen aufgebaut und von einem schmalen Saume eingefasst, der sich auch an Querrissen einstellt. Dieser Rand ist saftgrün bis gelbgrün pleochroitisch, doch ist kein Unterschied gegen die Auslöschungsschiefe des Kerns bemerkbar (ca. 17°). Ein Kranz feiner Erzpartikel ist bisweilen eingeschaltet. Neben Erz und Titanit werden auch einzelne Plagioklaskörner von der Hornblende umschlossen.

In den grünen Hornblendedurchschnitten des Schliffes von Chaves ist ein auffälliger Reichthum an Erzeinschlüssen vorhanden; von diesen Körnern aus breiten sich auf Spaltrissen nadelartige schwarze Mikrolithen aus. Auch Eisenkies ist hier reichlich.

4. Mit Augit (Andendiorit).

(2) Paso del Viento, Grenzscheide von Chile, Cordillere Los Patos. S. J.
30° 44′; 70° 29′; 4200.

(2) Westlicher Abfall der Cordillere von Olivares, östliche Cordillere. „
30° 27′; 70° 7′; 4300.

Die vom Sammler als Andendiorite bezeichneten 4 Stücke sind fein- bis mittelkörnige Gesteine von graugrüner und schwarzgrüner Farbe, in welchen man neben Plagioklas, der gerne Leistenform zeigt, ein Mineral der Augit-Hornblende-Gruppe erkennt. In dem, manchen Syeniten recht ähnlichen ersten Stücke vom Paso del Viento ist z. Th. graugrüne, faserige Hornblende vorhanden; der Plagioklas hat hier

schwachen Glasglanz. Erzkörner sind verbreitet, Quarz ist makroskopisch kaum sichtbar.

Nachdem durch das Mikroskop Augitgehalt und divergentstrahlige Structur nachgewiesen ist, könnten die Stücke zu Diabas gestellt werden, wenn nicht STELZNER solche Gesteine bereits als Diorite bezeichnet hätte und vom Sammler über das Auftreten derselben in Form von Stöcken berichtet würde.

Die Dünnschliffe enthalten einen leisten-, seltener tafelförmigen Plagioklas als Hauptbestandtheil, sowie jene aus Paso del Viento daneben einen stark verwitterten orthoklastischen Feldspath ohne krystallographische Begrenzung, der in ausgezeichneter Weise mikropegmatitisch von Quarz durchwachsen wird. Gemeinsam füllt dieses Gemenge die Zwischenräume innerhalb der Plagioklasleisten aus. In einem Schliffe aus Olivares fällt der Gegensatz zwischen einzelnen grösseren, tafelförmigen und kleineren, leistenförmigen Plagioklaskrystallen auf. Bräunliche Färbung, hervorgerufen durch äusserst fein vertheiltes Erz, zeigen die Feldspathe des zweiten Stückes vom Paso del Viento; für Gabbro-Feldspathe ist solche vielfach constatirt. Auch an anderen Einschlüssen ist der Feldspath reich; neben Augit und Magnetit finden sich Flüssigkeitseinschlüsse, letztere z. Th. mit beweglicher Libelle. Dagegen liessen sich Glaseinschlüsse mit Sicherheit nicht nachweisen, da der Totalreflexionsrand bei vorhandenen Einschlüssen für Glassubstanz zu breit erschien.

Blassgrüne, kaum pleochroitische Durchschnitte von monoklinem Augit sind in allen Schliffen vorhanden, z. Th. mit krystallographischer Begrenzung, auch Zwillingsbildung nach $\infty P \breve{\infty}$ (100). Er ist hier älter als der Plagioklas, erscheint nicht als Zwischenklemmungsmasse, wie im Diabas, stimmt auch in der Farbe mit dem typischen Augit dieser Gesteine nicht überein.

Unter Erhaltung der äusseren Form hat gewöhnlich eine Umwandlung dieses Minerals stattgefunden. Der frische Augitkern wird getrübt, nimmt nach dem Rande zu ein kräftigeres Grün an, bis zuletzt ein graugrünes, auch saftgrünes Fasergemenge entsteht. Der ganze Vorgang — auch die Ausscheidung von Erzkörnern fehlt nicht — würde der Uralit-

bildung entsprechen, doch ist fast regelmässig eine zu ihrer Längserstreckung orientirte Auslöschung der Fasern zu constatiren, nur vereinzelt ist die Schiefe der Hornblende bemerkbar. Da die Doppelbrechung der Fasern wesentlich stärker als jene des Chlorits ist, so dürften dieselben als Serpentin zu bezeichnen sein, der aus zunächst gebildeter, uralitischer Hornblende hervorgegangen ist.

Manche dieser Faseraggregate zeigen die schwefelgelbe Farbe des Epidots, während der äussere Rand aus blaugrünem Chlorit besteht, welcher in isolirten, radialstrahligen Flecken gleichfalls auftritt. Eine bräunliche Färbung dieser Massen wird durch Biotit verursacht, welcher sich in schuppigen Partien an Erzkörner ansetzt, auch vereinzelte kleine Blättchen bildet.

Die Hornblende, welche nur in wenigen Individuen in den verschiedenen Stücken auftritt, kommt sowohl in mehrfachen grünen Färbungen, als auch in einzelnen Krystallen vor, die aus farbloser und brauner Hornblende zusammengesetzt sind. Die gleichmässig verlaufende Spaltbarkeit beider nach dem Prisma ist im Querschnitte deutlich zu beobachten; eine primäre Hornblende scheint also vorhanden zu sein. Das Vorkommen von Titanit, Apatit, Eisenglanz ist vielleicht noch zu erwähnen.

Während trotz der mannigfach vorliegenden Umwandlungen bei keinem der übrigen Gesteine eine gleichartige Bildung von Serpentin zu beobachten war, beschreiben sowohl H. Francke[1] als auch A. W. Stelzner[2] aus den Andendioriten, z. B. des San Antonio-Thales, ganz ähnliche Faseraggregate, deren Entstehung letzterer auf die Umwandlung primärer Hornblende zurückführt, da der Augit durchgängig frisch sei.

b) Diorit.

1. Mit Hornblende.

(3) Chaschuil, südlich Casadero. C.
27° 48′; 68° 6′; 3100.

Das gangartig im Granit auftretende feinkörnige Gestein ist von schwarzgrüner Farbe durch Vorherrschen der Horn-

[1] l. c. S. 23. „Studien über Cordilleren-Gesteine.“ No. 33.
[2] l. c. S. 211—212. „Beitr. z. Geol. u. Palaeont. d. argent. Republik.

blende gegenüber den leistenförmigen Feldspathen. U. d. M. fällt die Structur des Gesteins auf, welche der ophitischen der Diabase gleicht. Zwischen den stark verwitterten Plagioklasleisten liegen ungleichmässige Lappen von Hornblende, die selten Krystallformen annehmen. Der Pleochroismus derselben ist bräunlichgrün bis gelbgrün, doch erscheinen daneben saftgrüne Blättchen, sowie farblose Stellen. Eine Entstehung aus Augit ist nicht nachweisbar, jedoch wegen der ungleichmässigen, fleckigen Färbung der Hornblende zu vermuthen. Umbildung zu Chlorit, eventuell Biotit, findet statt. Titanit, Erz, Kalkspath sind vorhanden.

2. Mit Augit und Hornblende.

(8) Piedra Parada, östlich Planchada,
westlich Saujil (Fiambalá) C.
27° 20′; 68° 0′; 3900.

Aus den vorhandenen acht Handstücken lassen sich vier verschiedene Gruppen bilden. Die mittelkörnigen, ersten Stücke erscheinen etwas gneissartig. Unregelmässig begrenzte fleischrothe Feldspathe werden zuweilen durch weissen Plagioklas umrandet; feine Adern des letzteren Minerals ziehen sich zwischen den Hornblendekrystallen hin und Körner desselben werden von jener umschlossen. Auch lichtgrüne Kerne von Augit, bezw. Uralit, sind innerhalb der Hornblenden sichtbar; Epidot und Eisenkies sind ferner zu erwähnen. Die Stücke No. 2 sind feiner körnig, von graugrüner Farbe; der fleischrothe Feldspath tritt zurück. Letzterer fehlt gänzlich in jener Hälfte der Stücke No. 3, die dem vorhergehenden Gestein ähnlich ist, während die übrige Partie derselben aus fleischrothem Pegmatit besteht. Die letzten, grosskörnigen Stücke erinnern an Gabbro. Auf den schwarzen, glänzenden Spaltflächen der Hornblendedurchschnitte sind röthliche Flecken sichtbar, der Plagioklas ist grünlichgrau. Beziehungen zu den vom gleichen Fundpunkte vorliegenden Peridotiten dürften hier anzunehmen sein.

U. d. M. sehen wir, dass in den drei ersten Vorkommen neben stark verwittertem Plagioklas ein orthoklastischer Feldspath vorhanden ist. Quarz erscheint nur in einzelnen Körnchen. Die grossen Hornblendedurchschnitte in den Schliffen

aus No. 1 bestehen selten aus vollständigen Krystallen, da ganze Stücke daraus fehlen; sie zeigen jedoch prächtigen zonaren Aufbau. Der innere Kern ist gleichmässig bräunlichgrün; daran schliesst sich eine gelbgrüne Zone mit einer Reihe schmaler, brauner Bänder darin, die ebenso, wie der blaugrüne Rand, scharfe krystallographische Kanten erkennen lassen. Innerhalb der grossen Krystalle liegen öfter Körner eines monoklinen, lichtgrünen Augits. Bei einem derartigen Durchschnitte nach $\infty P \grave{\infty}$ (010) haben die Hornblende und der eingeschlossene Augit, welche beide nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) verzwillingt sind, letztere Fläche gemeinsam. Die mittlere Auslöschungsschiefe beträgt ca. 16°, bezw. ca. 36°; die Elasticitätsaxen c liegen bei beiden Mineralien an derselben Seite der Zwillingsgrenze, so dass also bei der üblichen Aufstellung 0P (001) des Augits mit $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$) der Hornblende zusammenfällt. Hier dürfte durch Veränderung der Erstarrungsbedingungen im Magma das Fortwachsen des einen Minerals (Augit) gehemmt und die Ausbildung des anderen Minerals (Hornblende) veranlasst und begünstigt worden sein. Im gleichen Schliffe sehen wir jedoch auch die Umwandlung von Augit zu graugrüner, uralitischer Hornblende. Saftgrün bis lichtgelbgrün pleochroitischer Chlorit entsteht aus letzterem Minerale; auch Epidot, Erz sind verbreitet.

Die Schliffe der zweiten und dritten Gruppe weisen ähnlichen Mineralbestand, aber feineres Korn auf. Die kleinen Hornblendedurchschnitte sind bisweilen deutlich krystallographisch begrenzt (in No. 2); der zonare Aufbau fehlt, die Farbe ist ungleichmässig fleckig, meist bräunlichgrün. Schilfige, graugrüne Hornblende herrscht in den Schliffen aus No. 3 vor, welche reichlicher Augit führen als jene aus No. 2. Durch Einschlüsse vieler kleiner Quarzkörnchen sehen manche Hornblendedurchschnitte wie siebartig durchlöchert aus; in dem makroskopisch sichtbaren Contact [1] dürfte der Ursprung dieser eigenthümlichen Structur zu suchen sein.

Der Plagioklas aus den Stücken No. 3 und 4 erleidet z. Th. folgende Umwandlung. Die bräunlichgrüne Hornblende franst sich besenartig gegen den Feldspath aus, nimmt licht-

---

[1] W. Salomon, dies. Jahrb. 1891. Beil.-Bd. VII. S. 482.

blaugrüne oder graugrüne Töne an und die langstrahligen, faserigen Aggregate dringen auf Rissen oder vom Rande aus in den Plagioklas hinein. Chlorit, Kalkspath, auch Kaolin, jedoch kein Epidot oder Zoisit, siedeln sich gleichfalls dort an, bis der Feldspath unter den weisslichen und grünlichen Massen beinahe verschwindet (Fig. 1).

Neben diesen grossen, tafelförmigen Plagioklasdurchschnitten, welche mit ihren vielfachen Zwillingsbildungen den Gabbro-Feldspathen gleichen, finden sich in den Schliffen von No. 4 auch kleine leistenförmige Plagioklase als Einschlüsse im Augit und auch der Hornblende. Nach der Art ihres Auftretens ist die primäre Natur der Hornblende hier anzuzweifeln; auch an Quantität tritt sie sehr zurück gegenüber dem Augit. In den erwähnten wesentlichen Mineralien — die gewöhnlichen, accessorischen fehlen auch hier nicht — sind die bei Gabbro so häufigen Einschlüsse von Mikrolithen sichtbar, es stellen sich in den Schliffen von No. 4 auch Blättchen eines eigenartigen, gelbrothen Glimmers ein, den wir in den Peridotiten vom gleichen Fundpunkte wieder finden werden. Trotz dieser vielen Beziehungen zu Gabbro wurden des Zusammenhanges wegen diese Stücke hier besprochen, um bei der makroskopischen Verschiedenheit auf die Ähnlichkeit und die Übergänge zwischen den einzelnen Gruppen hinweisen zu können.

Über die geologischen Beziehungen dieser Gesteine zu einander fehlen genauere Angaben; sie werden gemeinsam mit dem Peridotit als „Lagerartige Gänge im Granit, der z. Th. gneissartig ist“, bezeichnet.

c) Gabbrodiorit.

Valle Fertil[1 u. 2]. S. J.
30° 37′; 67° 28′; 800.

(3) Higueras Vallecito, westl. San Francisco. S. L.
32° 34′; 66° 13′; 850.

[1] H. Francke hat in seinen „Studien über Cordillerengesteine“ durch Stelzner gesammelte Stücke von diesem Fundpunkte S. 25 No. 35 als Diorit, S. 36 No. 49 als Gabbro (mit Olivin) beschrieben.

[2] Stelzner selbst bezeichnet die Gesteine vom Valle Fertil S. 10 und S. 24—26 der Beiträge z. Geol. u. Palaeont. d. arg. Republik als augitführende Diorite oder hornblendeführende Gabbros. (Siehe Anmerkung unter Olivingabbro.)

(2) Vallecito, westl. San Francisco. S. L.
32° 33′; 66° 12′; 850.
(2) Cerro San Lorenzo. Cb.
32° 30′; 64° 37′; 1000.

Die Veranlassung zur Aufstellung dieser besonderen Gruppe ist dadurch gegeben, dass die hierher gehörigen Gesteine ihrer jetzigen mineralogischen Zusammensetzung nach zwar zu Diorit zu stellen sind, in der Natur jedoch innige Beziehungen zu gleichzeitig damit auftretenden Gabbrogesteinen vorhanden sind. (Letztere werden später bei ihren speciellen Abtheilungen zur Besprechung gelangen.) Auch die Ausbildungsweise der einzelnen Mineralien und die Structur ist jene für die Glieder der Gabbrofamilie charakteristische. A. E. Törnebohm führte den Namen Gabbrodiorit zuerst[1] für gleichartige Vorkommen ein; G. H. Williams[2] wandte solchen ebenfalls an und wies auf die Übereinstimmung in der Art des Auftretens solcher Gesteine in vielen Ländern hin. Letzterer bemerkt, dass in dem beschriebenen Gebiete der Gabbro bei seinem jedesmaligen Auftreten in ein als Diorit zu bezeichnendes Gestein übergeht. Die Übergangszone ist oft schmal, und es kann vorkommen, dass die von verschiedenen Stellen eines Handstückes daraus entnommenen Gesteinsschliffe als Diorit, Gabbro, Norit zu bezeichnen wären. Eine unter Führung von Professor G. H. Williams im August 1891 unternommene Excursion nach Mt. Hope bei Baltimore gab mir Gelegenheit zum Studium dieser Verhältnisse.

Makroskopisch betrachtet sind die Gesteine dieser Gruppe den Gabbros resp. Noriten von den gleichen Fundpunkten ausserordentlich ähnlich. Die schwarzgrauen mittelkörnigen Stücke bestehen aus graugrünem Plagioklas und schwarzer Hornblende, innerhalb welcher manchmal (Valle Fertil) ein röthlichbrauner Kern, wohl von Hypersthen, sichtbar wird. Zwei Stücke von Higueras Vallecito bestehen aus

[1] Dies. Jahrb. 1877. S. 258—291: „Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens." Auszug aus einer 1876 erschienenen ausführlicheren schwedischen Abhandlung.

[2] „The Gabbros and associated Hornblende rocks occurring in the neighbourhood of Baltimore, Md." Bull. of the Unit. States geol. Survey. 1886. No. 28.

gelbweissem Plagioklas und schwarzgrüner faseriger Hornblende; in dem Gesteine von Cerro San Lorenzo erreichen die Krystalle des letzteren Minerals mehrere Centimeter Länge.

U. d. M. sehen wir für alle Stücke gemeinsam das Vorhandensein des typischen Gabbro-Plagioklases, wie er später genauer geschildert wird. Auch die Structur ist eine charakteristische, indem die einzelnen Feldspathindividuen sich zu knäuelartigen Gruppen zusammenschaaren (Fig. 3), welcher Vorgang sich auch bei der Hornblende (Fig. 4) (Valle Fertil) wiederholt. Letzteres Mineral ist meist saftgrün bis gelbgrün pleochroitisch, ohne deutliche krystallographische Begrenzung in seinen grossen Durchschnitten, die hingegen an den vielen kleinen Einschlüssen im Plagioklas öfter beobachtet wird. In dem Schliffe aus Cerro San Lorenzo finden sich Reste von monoklinem Augit von blassgrüner Farbe zusammen mit schilfigen, blaugrünen Hornblendesäulchen innerhalb eines einheitlichen Hornblendekranzes. Einzelne Titanitkörner, von pleochroitischen Höfen umgeben, erscheinen in den kleinen Hornblendekryställchen; es fehlen aber die Erzmikrolithen, welche in den grossen Durchschnitten recht verbreitet sind.

Eine farblose monokline Hornblende mit einer Auslöschungsschiefe bis zu 22° auf $\infty P\grave{\infty}$ (010) und vielfacher Zwillingsbildung nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) kommt innerhalb der grünen Hornblende der Schliffe von Higueras Vallecito und Vallecito in kleineren Partien vor; parallele Reihen von Erzpartikeln sind in derselben eingelagert.

G. H. Williams[1] hat nachgewiesen, dass bei der Umwandlung von Hypersthen zu grüner Hornblende sich eine Zwischenzone von farbloser Hornblende bildet. Da noritische Gesteine vom gleichen Fundpunkte hier vorliegen, ist die Möglichkeit für einen gleichen Vorgang nicht ausgeschlossen. Die prismatische Spaltbarkeit der farblosen Hornblende setzt sich vielfach in die umgebende grüne Hornblende fort, in welcher wiederholt die für Hypersthen charakteristischen braunen Blättchen bemerkt werden. Regellose Verwachsungen zwischen Hornblende und Biotit sind vorhanden; beide zusammen umflasern nicht selten Plagioklaskrystalle. Lange

[1] l. c. S. 42.

schmale Biotitblättchen setzen ungestört durch mehrere nebeneinander liegende Mineralien fort. Die Feststellung von Altersbeziehungen stösst auf Schwierigkeiten, da nicht nur Einschlüsse von Biotit und Hornblende im Plagioklas häufig sind, sondern keineswegs selten umgekehrt Plagioklaskrystalle in der Hornblende vorkommen. Eisenkies und Magnetit sind verbreitet.

Die makroskopisch faserige Hornblende des einen Vorkommens von Higueras Vallecito lässt diese Eigenschaft im Dünnschliffe nicht erkennen; die grossen Durchschnitte derselben sind von blaugrüner Farbe, ungleichmässig fleckig. Sie umschliessen Blättchen von Titaneisenglimmer und Rutilkryställchen. Biotit und farblose Hornblende fehlen. Chlorit, Epidot, Kalkspath sind öfter nachweisbar; Titanit ist weniger häufig, als in den eigentlichen Dioriten, Apatit ist selten vorhanden.

II. Gabbro.

Zur Bestimmung eines Gesteins als Gabbro ist der Nachweis nöthig, dass der vorhandene monokline Augit die Eigenschaften des Diallags hat. Die letzteres Mineral kennzeichnende Absonderung nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) ist jedoch durchaus nicht immer in deutlicher Weise ausgebildet; es fehlt dadurch das Merkmal für die sichere Abgrenzung gegen Diabas bezw. Augitdiorit.

Schon J. W. Judd[1] beobachtete 1874, dass typischer Diallag nur in den tieferen Theilen der schottischen Gabbros vorkommt, an dessen Stelle in den oberen Partien der gewöhnliche monokline Augit tritt. Auch Rosenbusch[2] schreibt:

„Die orthopinakoidale Theilbarkeit des Diallag ist von schwankender Vollkommenheit; eine solche nach (010) öfters in mehr oder weniger deutlichen Spuren nachweisbar. Mit dem Zurücktreten der orthopinakoidalen Theilbarkeit verschwindet auch die nach der Prismenaxe stengelige Structur dieses Minerals und dasselbe nimmt den normalen Augithabitus an. Ein solcher Wechsel im Habitus ist oft an demselben

[1] The Secondary Rocks of Scotland. 2d Paper. On the Ancient Volcanoes of the Highlands and the Relations of their Products to the Mesozoic Strata. Quart. Journ. Geol. Soc. 1874. XXX. p. 220.

[2] Mikr. Phys. d. Mass. Gest. 1887. II. S. 138.

Vorkommniss, ja an demselben Handstück gelegentlich zu beobachten; doch scheint der augitische Habitus mit Vorliebe in solchen Gabbros aufzutreten, die geologisch eng mit Graniten oder Dioriten verknüpft sind und die daher auch oft saure Feldspathe und sogar Quarz führen."

Sehr entschieden spricht sich R. D. Irving[1] aus: „The distinction between diallage and augite is a valueless one, since not only are both often found in the same section, but every gradation is found in the rocks of this class from augite to diallage."

Mehrfach wurden desshalb Vorschläge zu einer veränderten Classification gemacht, wohl zuletzt in der recht interessanten Abhandlung von W. S. Bayley[2], nach dessen Meinung alle monoklinen Augit führenden Tiefengesteine als Gabbro, die entsprechenden holokrystallinen Effusivgesteine als Diabas und das hypokrystalline Aequivalent derselben als Basalt, ohne Rücksicht auf Altersunterschiede zu bezeichnen seien.

Die Untersuchung der hier vorliegenden Gesteine ergab das Vorhandensein zahlreicher Übergänge zwischen monoklinem Augit mit Absonderung nach dem vorderen, bezw. nach dem seitlichen Pinakoid.

Für die definitive Zutheilung dieser Gesteine zur Gabbro-Familie war die sowohl unter sich, als auch mit typischen Vorkommen von Gabbro übereinstimmende Structur entscheidend. Nicht nur der Aufbau jedes einzelnen der wesentlichen Mineralien zeigt gewisse Eigenthümlichkeiten, auch die Verbandsverhältnisse derselben sind, wie ich hier schon besonders betonen möchte, charakteristisch. Beide Eigenschaften

---

[1] The Copper-Bearing Rocks of Lake Superior. Un. St. Geol. Surv. Washington 1883. S. 36. Anmerkung 1. Leider war mir dieses werthvolle Werk mit seinen prächtigen Abbildungen bei einer früheren Arbeit über argentinische Granite unbekannt geblieben. Dass unter diesem Titel eine eingehende Beschreibung mikropegmatitischer Verwachsungen zwischen Quarz und Feldspath in Augitporphyriten etc. sich vorfindet und auf secundäre Bildung des Quarzes hingewiesen wird, konnte ich nicht vermuthen, um so weniger, da darauf bezügliche Citate in der Literatur fehlen.

[2] The basic massive rocks of the Lake Superior region. The Journ. of Geology. Chicago 1893. I. No. 5. S. 456.

finden sich weder bei Diabas, noch bei Diorit in gleicher Weise wieder. Bei den einzelnen Gruppen werden solche genauer geschildert werden; auf die Bedeutung der Structur komme ich am Schlusse dieser Abhandlung zurück.

Die zusammenfassende Betrachtung der verschiedenen Gruppen der Gabbro-Gesteine zeigt uns makroskopisch ein Vorherrschen schwarzgrauer und schwarzgrüner Farbe, sowie mittleres Korn. Wir erkennen weissen oder grünlichgrauen Plagioklas, schwarzgrüne, auch lichtgrüne Krystalle von Hornblende und Augit, Körner von Eisenkies und anderem Erz. Innerhalb der Hornblenden erscheint manchmal ein röthlichbrauner Kern von Diallag, oder Hypersthen, während Olivin sich meist erst im Dünnschliffe sicher feststellen lässt. Biotit in tombackfarbigen Blättchen kommt nur in einzelnen Stücken vor.

Für sämmtliche Dünnschliffe charakteristisch ist das Zusammentreten vieler Plagioklasindividuen zu knäuelartigen Gruppen, welche Structurform weniger drastisch bei den farbigen Gemengtheilen hervortritt. (Fig. 3 u. 4.) Die in jedem Schliffe, aber keineswegs immer in gleicher Menge vorhandene Hornblende ist meist von grüner, selten von bräunlicher Farbe; der monokline Augit lässt sich nicht immer als Diallag bestimmen. Derselbe herrscht bei den eigentlichen Gabbros vor, während bei den Noriten Hypersthen an dessen Stelle tritt, obgleich ersterer nicht gänzlich fehlt. Das Auftreten des Olivins ist für die Bildung der Untergruppen bestimmend; in seiner Gesellschaft erscheint gewöhnlich ein grüner Spinell. Magnetit, Eisenkies, andere accessorische, sowie secundäre Mineralien fehlen nicht.

Besondere Umwandlungserscheinungen der einzelnen wesentlichen Gemengtheile werden für die ganze Gruppe der Gabbro-Gesteine charakteristisch.

a) Gabbro.

1. Ohne Olivin.

(4) Cerro San Lorenzo. Cb.

32° 30′; 64° 37′; 1000.

Die specielle makroskopische Beschreibung kann unterbleiben, da der gegebenen allgemeinen nichts Wesentliches hinzuzufügen ist.

U. d. M. erweist sich der Plagioklas als vorherrschend gegenüber den anderen Gemengtheilen; seiner grossen Auslöschungsschiefe nach gehört er der basischen Reihe der Feldspathe an. Eine Anzahl von Individuen desselben, ohne deutliche krystallographische Begrenzung, vereinigt sich zu nesterartigen Gruppen, ohne dass trotz verschiedener Grössenverhältnisse und eckiger Formen der einzelnen Körner ein Bild hervorgerufen würde, welches an die Kataklas-Structur der Gneisse, oder an die aus Bruchstücken gebildeten Feldspathlagen amphibolitischer Gesteine erinnerte. (Fig. 3.) Die tafelartigen Durchschnitte zeigen nie den zonaren Aufbau, welcher bei dem Plagioklas der Diorite so gewöhnlich ist, dagegen einen dort ungewohnten Reichthum an Zwillingsbildungen. Zwillinge nach dem Albit- (auch Roc Tourné-), Periklin-, Carlsbader- und Bavenoer-Gesetz sind nachweisbar und in recht verschiedenen Combinationen vertreten; vielleicht sind auch noch weitere Zwillingsgesetze betheiligt, wie solche F. Klockmann[1] beschrieben hat. Man bekommt den Eindruck, als ob die einzelnen Individuen sich bei ihrer Erstarrung gegenseitig in der Ausbildung gehindert hätten, da Druckerscheinungen noch Zeugniss für vorhandene innere Spannungen ablegen. Dieselben sind in den olivinfreien Gabbros in gleicher Weise sichtbar, wie in den olivinhaltigen; die Umwandlung dieses Minerals kann daher nicht den Anlass dazu geliefert haben. Diese Druckerscheinungen, wie sie zuerst L. van Wervecke[2] beschrieben hat, äussern sich in dem Auftreten einzelner, eigenthümlich verlaufender Lamellen, während andere sich mitten im Krystall auskeilen oder borstenartig ausfasern; Biegungen und Verschiebungen ganzer Lamellenzüge kommen vor, seltener Zerbrechungen der Körner.

Der Plagioklas der Schliffe von San Lorenzo erscheint von ausserordentlicher Frische; winzige Kryställchen, farblos oder lichtgrünlich, z. Th. nadelartig, sind in unzähliger Menge darin, und zwar bis zum äussersten Rande der Durchschnitte verbreitet. Nach Form, Spaltbarkeit und Auslöschungsschiefe

[1] Beitrag zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1882. Bd. XXXIV. S. 373—427.

[2] Eigenthümliche Zwillingsbildungen an Feldspath und Diallag. Dies. Jahrb. 1883. II. S. 97.

sind solche als Hornblende und Augit bestimmbar; vielleicht sind auch Apatitnadeln darunter. Erzmikrolithen fehlen hier.

Der monokline Augit (Diallag?) dieser Schliffe ist farblos oder schwach grünlich, ohne scharfe krystallographische Begrenzung. Neben deutlicher prismatischer Spaltbarkeit ist ausgezeichnete Absonderung nach $\infty P\grave{\infty}$ (010) — parallel zur Ebene der optischen Axen — grosse Auslöschungsschiefe, hohe Doppelbrechung, Zwillingsbildung nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) zu constatiren; winzige Erzmikrolithen, z. Th. auch Spinell, sind eingelagert. Fast stets ist dieser Augit von einem schmalen Hornblenderand umgeben, der in dem einen Schliffe lichtgelbgrün, in dem zweiten, Spinell führenden, lichtblaugrün gefärbt ist. An einzelnen Stellen setzt dieser Rand aus, obgleich Augit und Plagioklas sich berühren; bei Einschlüssen von Augit im Feldspath scheint er dagegen stets ringsum ausgebildet zu sein. Innerhalb der Augitdurchschnitte haben sich kleine Hornblendefetzen angesiedelt; sie folgen der Spaltbarkeit und bilden dadurch eine Verbindung zwischen gegenüberliegenden Kanten, erinnern zuweilen durch parallele Anordnung an die eigentliche faserige Hornblende, die hier nicht vorkommt. Verticalaxe und Orthodiagonale haben beide Mineralien meist gemeinsam, doch sind regellose Verwachsungen ebenfalls vorhanden. Der Augitkern nimmt eine etwas kräftigere Grünfärbung an und verliert sich mehr und mehr. Bei der Frische aller Gemengtheile werden gewöhnliche Verwitterungsvorgänge allein schwerlich als Ursache der Umwandlung angenommen werden können. Verschiedene Forscher (Rosenbusch, G. H. Williams) sehen darin die Wirkung gebirgsbildender Kräfte; letzterer erwähnt auch die Entstehung von Hornblende aus Umschmelzung von Augit und deutet auf eine mögliche Veränderung des letzteren Minerals bei grossen Temperaturunterschieden hin. A. E. Törnebohm [1] beobachtete dagegen, dass der

„Hyperit in der Nähe angrenzender Gesteine fast ausnahmslos in ein dioritisches Gestein übergeht ... Dasselbe ist auch häufig mitten in der Gesteinsmasse der Fall, wenn sie von quarzerfüllten Spalten durchzogen wird."

---

[1] Dies. Jahrb. 1877. S. 279—280.

In dem schon erwähnten Schliffe aus dem zweiten Handstücke nimmt die lichtblaugrüne Hornblende bedeutend an Quantität zu. Die Aussenränder der Durchschnitte gegen den Feldspath sind meist mit pseudopodienartigen Gebilden aus dunkelgrünem Spinell bedeckt. Die Längserstreckung der einzelnen Äderchen ist ungefähr senkrecht zur Umgrenzung gerichtet; sie vereinigen sich zu convexen Bogen, die scharf gegen den Plagioklas abschneiden. In den olivinhaltigen Gesteinen ist diese Erscheinung verbreitet. (Fig. 8.) Einzelne der Spinellkörnchen erscheinen durch die noch darunter vorhandene dünne Hornblendeschicht doppelbrechend. Einschlüsse kleiner olivengrüner Kryställchen im Augit dürften ebenfalls als Spinell zu betrachten sein.

2. Olivingabbro.

Cerro San Lorenzo. Cb.
32° 30′; 64° 37′; 1000.
Insel Martin Garcia im La Plata-Strom.
34° 11′; 58° 13′; 20.

Das erstere Stück gehört mit den vom gleichen Fundpunkte schon unter Gabbrodiorit und Gabbro besprochenen Gesteinen geologisch zusammen. Sie bilden einen „isolirten Berg, aus massivem, krystallinisch körnigem Gestein bestehend, ohne Begleitung von Schiefer.“ Das Gestein von Martin Garcia wurde zuerst von H. Francke[1] als Uralitdiorit beschrieben, dann durch Stelzner[2] in Gemeinschaft mit dem Vorkommen vom Valle Fertil als augitführender Diorit eingehend besprochen.

Bei der Betrachtung der Dünnschliffe des Stückes von San Lorenzo sehen wir grosse Übereinstimmung mit dem eben geschilderten Gabbro vom gleichen Fundpunkte. Der gleiche Plagioklas mit seinen vielen Einschlüssen, der nämliche Augit mit seinem grünen Hornblenderand ist vorhanden; allerdings

[1] „Studien über Cordillerengesteine.“ Apolda 1875. S. 25. No. 34.

[2] Beiträge z. Geol. u. Palaeont. d. argent. Republik S. 24—26. Er sagt von diesen Gesteinen S. 25: „Die soeben aufgeführten Mineralien bilden nun in Folge der Schwankungen in ihren gegenseitigen Mengeverhältnissen eine Reihe von Gesteinsabänderungen, deren Extreme einerseits als Diorit und anderseits als hornblendeführender Gabbro mit oder ohne Olivin bezeichnet werden könnten.“

weicht die lichtbräunliche Farbe der den Augit durchwachsenden Hornblendefleckchen davon ab. Der grüne Spinell steht hier im Zusammenhang mit den neu ins Gesteinsgemenge eintretenden Mineralien Olivin und Hypersthen, von denen letzterer nur untergeordnet auftritt.

In dem Schliffe von Martin Garcia ist der Plagioklas bräunlich gefärbt durch äusserst fein vertheilte Erzmikrolithen, die sich gleichfalls in dem blassröthlichen Diallag einstellen. Neben dessen charakteristischer Theilbarkeit nach ∞P∞̄ (100) ist eine Absonderung nach ∞P∞̆ (010) zu erkennen. Ausser der Zwillingsbildung nach ersterer Fläche ist eine zweite undeutlich ausgebildet, vielleicht nach 0P (001). Kleine Körnchen kräftiger pleochroitischen Hypersthens erscheinen wie Einschlüsse im Diallag; kleine, braune Hornblendedurchschnitte dürften aus dessen Umwandlung herrühren. Nussbraune Hornblende, in der Erznadeln angehäuft sind, bildet auch einen schmalen Rand um die grossen Diallagdurchschnitte, indessen stellt sich am gleichen Krystalle an einer anderen Stelle auch grüne Hornblende ein, und selbst sicher secundäre faserige Hornblende fehlt nicht. Die gewöhnliche parallele Verwachsung der beiden Mineralien ist an Querschnitten gut festzustellen; obgleich die Spaltrisse sich an den Berührungsstellen direct fortzusetzen scheinen, sind in kurzer Entfernung die verschiedenen typischen Spaltbarkeiten ganz scharf ausgeprägt.

Olivin ist in beiden Vorkommen reichlich vertreten; seine Körner werden durch mehrere aus anderen Mineralien gebildete concentrische Schalen umgeben, wie sie ähnlich zuerst A. E. Törnebohm[1], dann F. Becke, G. H. Williams, neuerdings F. D. Adams[2] geschildert haben.

Die beliebig begrenzten Olivinkörner zeigen Risse, in welchen schwarze und braune Erzpartikel — manchmal dendritischen Bildungen ähnlich — sich abgesetzt haben. Um den Olivin legt sich ein nach aussen oft wellig begrenztes schmales Band von Hypersthen, dessen ungleich orientirte Körner aus feinen Fasern z. Th. zusammengesetzt zu sein

---

[1] Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-arten. K. Vet. akad. Handl. Stockholm 1876.

[2] Über das Norian oder Ober-Laurentian von Canada. Dies. Jahrb. 1893. Beil.-Bd. VIII. S. 419.

scheinen, die senkrecht zur Begrenzung angeordnet sind. Die undulöse Auslöschung dieser Aggregate, ähnlich der mancher Sphärolithe, deutet darauf hin; solche fehlt in den Durchschnitten mit deutlicher Spaltbarkeit. Vielleicht ist auch etwas monokliner Augit vorhanden (Fig. 9).

Die nächste Zone nach aussen besteht aus lichtgelbgrün zu lichtblaugrün pleochroitischer Hornblende, deren Begrenzung wellig gerundete, meist halbkreisartige Formen annimmt. Während ein innerer, schmaler Saum frei bleibt, erstrecken sich unzählige feine Äderchen und pseudopodienartige Bildungen von dunkelgrünem Spinell bis zum Aussenrande gegen den Feldspath (Fig. 8). Ein solches Gemenge von Hornblende und Spinell findet sich auch in ovalen Partien innerhalb des Olivins, oder greift buchtenartig in denselben von aussen ein[1].

---

[1] Es ist hier vielleicht auf die Ähnlichkeit hinzuweisen zwischen dieser von Spinelläderchen durchzogenen, wellig begrenzten Randzone von Hornblende und jenen mikropegmatitischen Verwachsungen zwischen Quarz und Feldspath, wie solche z. B. aus argentinischen Graniten von mir früher (dies. Jahrb. 1892. Beil.-Bd. VIII. S. 314 mit Fig. 15—17) beschrieben wurden. Für diese sich vom Rande aus in frisch aussehende Mikroklinkrystalle erstreckende, meist durch Verwitterungsproducte getrübte Mikropegmatitzapfen hatte ich „eine nachträgliche Entstehung, wohl aus der Verwitterung von Feldspath herrührend, für wahrscheinlich“ gehalten.

F. Becke wendet sich bei der Beschreibung ähnlicher Bildungen (Min. u. petr. Mitth. 1893. XIII. „Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner“) S. 413 gegen diese Auffassung; er versucht deren Erklärung als „die zuletzt gleichzeitig mit dem Rande der Mikroklinkörner erstarrten Magmaantheile“.

Um Missverständnissen zu begegnen, wiederhole ich hier, dass ich s. Zt. allgemein unter der Bezeichnung Verwitterung alle jene Umwandlungsvorgänge zusammenfasste, die sich nicht nur an der Erdoberfläche, sondern auch, durch circulirende Lösungen verursacht, in der Tiefe vollziehen (S. 372, 387). Bei einer Untersuchung von Handstücken wird kaum eine sichere Feststellung möglich sein, ob chemische Umsetzungen allein in Folge von Gebirgsdruck eintraten, oder z. Th. auf eine spätere Verwitterung zurückzuführen sind. Eine nachträgliche Bildung von Quarz z. B. kann bei Contact, Gebirgsdruck und Verwitterung erfolgen.

Verschiedenheiten in den Altersverhältnissen der einzelnen Mineralien bei den von Becke bezw. von mir untersuchten Gesteinen müssen ferner hervorgehoben werden. In letzteren lässt sich nicht nur feststellen, dass der Quarz z. Th. grössere Körner von Mikroklin umschliesst, also jünger als dieser ist, sondern es finden sich auch kleine Mikroklinpartien, die nur

Wie schon von den früheren Beobachtern constatirt wurde, sind alle diese Bildungen nur an den Berührungsstellen von Olivin und Plagioklas vorhanden. Die direct angrenzenden Theile beider Mineralien erscheinen völlig frisch und unverändert; keinerlei besondere Druckwirkungen sind zu erkennen, die bei einer durch die Umwandlung des Olivins bedingten Volumenvermehrung doch nachweisbar sein würden. Chemisch würde sich der Vorgang in einfacher Weise erklären lassen.

Wenn aus dem Olivin $= Mg_2SiO_4 + Fe_2SiO_4$ je ein Molecül $= MgO + FeO$ fortgeführt wird, so bleibt $(MgFe)SiO_3$ übrig; dies ist der Formel für den Pyroxen entsprechend. Die Umwandlung, bezw. Umlagerung desselben zu Hornblende ist bekannt; eventuell kann die Zersetzung des Plagioklases Thonerde und Kalk liefern. Sodann kann auch, nachdem der Olivin obige $MgO + FeO$ beigesteuert hat, der Spinell $(Mg, Fe)Al_2O_4$ sich bilden.

Beim Angrenzen von Olivin und Diallag ist öfters ein schmaler Hypersthenrand entstanden; Hornblende- und Spinellzonen fehlen.

---

als Neubildungen gedeutet werden können (ähnlich früheren Fig. 49—51), innerhalb der grösseren, verwitterten Plagioklase verstreut.

Warum Becke nicht auch z. Th. für den Quarz dieselbe nachträgliche Entstehung gelten lässt, die er für eine Reihe anderer Mineralien selbst annimmt, ist unerfindlich. Er schreibt nämlich S. 419: „Ausser den direct aus dem Magma erstarrten Gemengtheilen kommen in den Rieserferner Gesteinen in weiter Verbreitung, aber relativ geringer Menge noch eine Anzahl Minerale vor, die ich als secundäre Gebilde betrachte, ohne ihnen aber die Entstehung durch eigentliche Verwitterung zuschreiben zu wollen. Diese Minerale sind vornehmlich Epidot, Zoisit, Muscovit, Oligoklasalbit, Calcit", und ferner S. 421: „Es ist auch zu vermuthen, dass alkalihaltige Lösungen das Gestein durchsetzten; nur so ist die Neubildung von Biotit und Kaliglimmer verständlich. Diese Umwandlungen gingen überall im Gestein von statten, wo die umbildenden Lösungen eingreifen konnten. Wo das Gestein durch den Gebirgsdruck zermalmt wurde, fanden sie am intensivsten statt."

Mit meinen Beobachtungen würde die Annahme gut übereinstimmen, dass gewisse mikropegmatitische Verwachsungen sich erst in Folge späterer mechanischer Einwirkungen auf das Gestein herausbildeten, indem hierdurch die circulirenden Lösungen viel besseren Zugang fanden; der fast regelmässig sichtbare Zusammenhang dieser Bildungen mit Trümmerzonen (siehe frühere Fig. 15) weist darauf hin.

Bei Berührung von Diallag mit Plagioklas ist dagegen gewöhnlich eine Hornblendezone ausgebildet.

Von den Olivinkörnern sind manchmal nur geringe Reste erhalten geblieben, die dann durch Hornblende resp. Hypersthenkörner umgeben sind. Wird letzteres Mineral zu Hornblende verwandelt, so bleibt, falls der Olivin ganz aufgezehrt wird, nur ein Haufwerk von Hornblendedurchschnitten übrig, die am äusseren Rande die Spinellzone zeigen, wie ich dies unter Gabbro bei einem Schliffe von dem gleichen Vorkommen (San Lorenzo) vorfand.

Während die gleiche Schalenbildung um den Olivin, wie solche soeben aus dem Schliffe von Cerro San Lorenzo geschildert wurde, bei den Olivinnoriten vielfach wiederkehrt, erfolgt dieselbe in dem Gestein von Martin Garcia in anderer Weise. Der nicht ebenso frische Olivin erscheint z. Th. ganz schwarz gefärbt durch die Menge der Erzeinlagerungen, die bisweilen aus langen, zu Reihen angeordneten Nadeln bestehen. Farblose bis lichtgrünliche, wirre Aggregate legen sich zunächst an den Olivinkern; dieselben dürften aus Talk, bezw. Serpentin bestehen (auch farblose Hornblende ist darunter). Diese Massen nehmen z. Th. vollständig den Raum des früheren Olivins ein. Nach aussen folgt eine Hornblendezone, die nur aus graugrünen, radialstrahligen Fasern oder feinem Geäder besteht, das dem früher beschriebenen Spinell ähnlich wird, der sich aber selbst nicht nachweisen lässt. Ab und zu sind einige grössere grüne oder braune Hornblendeblättchen mit ihrer charakteristischen Spaltbarkeit dazwischen erkennbar, auch einzelne Körnchen von lichtröthlichem, monoklinem Augit finden sich. Die äusserste Zone gegen den Plagioklas bildet hier ein farbloses Mineral mit einer bogen- oder tropfenartigen Begrenzung. Es sind lauter feine, ungefähr senkrecht gegen den Rand gerichtete Äderchen und Fasern, welche nach ihrer Auslöschungsschiefe etc. als eine Hornblende (vielleicht Tremolit) zu bestimmen sind[1].

---

[1] Da Serpentin und Talk die gewöhnlichen Verwitterungsproducte von Olivin- und Pyroxen-Mineralien sind, liegt es nahe, derartige Vorgänge zur Erklärung der Umwandlungen heranzuziehen. Es könnte hierbei in Betracht kommen, dass die Wirkungen der Verwitterung sehr ungleich sein können, je nach der Concentration der eindringenden Lösungen. Es

Vorhandene grössere Erzkörner in diesem Schliffe werden nach Farbe und Glanz zu Magnetkies gehören.

b) Norit.

1. Ohne Olivin.

(2) Higueras Vallecito, westl. San Francisco. S. L.
32° 34′; 66° 13′; 850.
Vallecito, westl. San Francisco. „
32° 33′; 66° 12′; 850.

Von beiden Vorkommen, die sich ausserordentlich gleichen, lagen mehrere Stücke schon unter „Gabbrodiorit“ vor; unter den schieferigen Gesteinen begegnen wir diesem Fundpunkte nochmals. Das Auftreten derselben erfolgt nach Angabe des Sammlers „z. Th. in einem mächtigen, von Gängen durchsetzten Stock, z. Th. gangartig im Gneiss“.

Auch die Dünnschliffe der verschiedenen Gesteine sind sich recht ähnlich. Wir finden den gleichen Plagioklas mit Einlagerungen von Erzkörnchen und Nadeln nebst Blättchen von Titaneisenglimmer, sowie Einschlüssen von Pyroxen und Hornblende. Wie früher sind Hornblende und Biotit, neu monokliner Augit und Hypersthen vorhanden, letzterer jedoch weit vorherrschend. Beide Mineralien sind regelmässig von Hornblende umrandet und durchwachsen.

Der Hypersthen, lichtgrün bis rosa pleochroitisch, zeigt manchmal deutliche krystallographische Begrenzungen. Die Prismenflächen treten an Grösse wesentlich gegen die beiden Pinakoide zurück; Theilbarkeit nach $\infty P\breve{\infty}$ (010) ist zu constatiren. Zwillingsverwachsungen, wohl nach $P\bar{\infty}$ (101), kommen vor. Die lichtbraunen, für Hypersthen charakteristischen Blättchen von rhombischer Begrenzung, nach zwei zu einander senkrechten Ebenen eingelagert, sind stets vorhanden.

Nicht pleochroitische Durchschnitte mit schwacher Doppel-

---

lässt sich annehmen, dass z. B. in mit Salzkrusten bedeckten Wüstenflächen der selten fallende Regen als bedeutend kräftigere Lauge auf unterlagerndes Gestein einwirken wird, als in Gebieten mit häufigen Niederschlägen. Das Durchsickern einzelner Tropfen solcher Lösungen auf den Grenzfugen der Mineralien könnte ganz intensive Umwandlungserscheinungen hervorrufen. Eine mikroskopische Untersuchung solcher Gesteine ist mir nicht bekannt.

brechung, welchen schwarze Erznadeln eingelagert sind, können als Enstatit oder Bronzit bestimmt werden; der centrische Austritt des Curvensystems um die erste Mittellinie bei Querschnitten schliesst Verwechslung mit monoklinem Augit aus.

Dieses letztere Mineral erscheint in bekannter Weise und erleidet ebenso, wie der Hypersthen, die Umwandlung zu Hornblende. Kleine Streifchen der letzteren setzen sich auf Spaltrissen oder an Erzkörnchen an, und manche Durchschnitte von Hornblende, in denen die braunen Titaneisenglimmerblättchen zu sehen sind, enthalten noch geringe Reste des ursprünglichen Minerals. Die unter Gabbrodiorit beschriebenen Gesteine könnten demnach das Endstadium einer derartigen Umwandlung repräsentiren.

Das Vorkommen mechanischer Deformationen, sowie der Reichthum an Erz sind noch zu erwähnen. Verwachsungen zwischen Eisenkies und Magnetit sind häufig; auch Einschlüsse kleiner Hypersthenkörnchen im Magnetit kommen vor. Kleinere Kryställchen von Plagioklas werden von den farbigen Gemengtheilen umschlossen.

2. Olivinnorit.

Valle Fertil[1]. S. J.
30° 37′; 67° 28′; 800.
Quebrada de Socoscora. S. L.
32° 37′; 66° 14′; 900.
(5) Piedras Campanas Majadas. „
32° 35′; 66° 4′; 1000.

In den Dünnschliffen der Gesteine dieser Gruppe finden wir die Wiederholung der bisher geschilderten Eigenthümlichkeiten der Gabbromineralien und ihres Verbandes. Den Anhäufungen der Plagioklase mit ihren charakteristischen Interpositionen und Zwillingsbildungen stehen nesterartige Gruppen von Hypersthenindividuen gegenüber. Dieses Mineral ist viel verbreiteter, als der monokline Augit. Die nachträgliche Entstehung der Hornblende, welche diese Mineralien umrandet

[1] Siehe Anmerkungen unter Gabbrodiorit und Olivingabbro über die Beschreibung von Gesteinen dieses Fundpunktes durch Francke und Stelzner.

und durchwächst, lässt sich hier nachweisen, da schmale Streifchen derselben sich auf den Grenzen und innerhalb der Plagioklase ansiedeln und sowohl früher sicher zusammenhängende Körner dieses Minerals als auch solche von Hypersthen völlig zerstückeln. Die Schliffe von Valle Fertil liefern gute Beispiele.

Bezüglich der Olivinschalen herrscht eine gewisse Mannigfaltigkeit; jede einzelne — Pyroxen, Hornblende, Spinell — kann fehlen. Gewöhnlich sind alle 3 Zonen deutlich ausgebildet; um krystallographisch begrenzte Olivinkörner ziehen sich diese Mineralien als verschiedenfarbige gerade Linien, unter genauer Anpassung an die Winkel (Fig. 9, Quebrada de Socoscora). Eine magmatische Corrosion der Krystalle erscheint demnach ausgeschlossen, weil beim Schmelzprocess die Ecken am stärksten angegriffen sein würden. Eine Umwandlung von Olivin in Carbonate ist im Schliffe von Piedras Campanas zu bemerken.

Der dunkelgrüne Spinell ist in allen Gesteinen dieser Gruppe recht verbreitet, jedoch nicht nur in den früher beschriebenen pseudopodienartigen Gebilden, sondern auch in grösseren, isolirten Körnern, an welchen vereinzelt reguläre Formen und rechtwinkelige Zerklüftung erkannt werden. Als schmaler Saum umrandet er Magnetitkörner, oder umschliesst lange Nadeln desselben, die sich bisweilen unter Winkeln von ca. 60° kreuzen. Verwachsungen zwischen Magnetit und Eisen-, bezw. Magnetkies sind häufig.

Zu erwähnen ist, dass deutlich begrenzte Krystalle von Hypersthen vorkommen, auch Durchkreuzungszwillinge (Valle Fertil) erscheinen, jedoch ist das gleiche Mineral z. Th. von nachträglicher Entstehung, so in dem Schliffe von Socoscora, wo am monoklinen Augit ein schmaler Hypersthenrand an jener Stelle auftritt, an welcher Olivin angrenzt.

Ein eigenartiger Glimmer findet sich in den verschiedenen Schliffen dieser Gesteine. Gewöhnlich farblos bis lichtgelbbraun pleochroitisch, zeigt er auch hellgrüne bis lichtblaugrüne Töne; seine Doppelbrechung ist hoch, von optisch negativem Charakter, das Axenbild gleicht demjenigen des Biotit. Nach der Art seines Auftretens — stets mit Olivin und Hypersthen verknüpft und mit grüner Hornblende vergesellschaftet — ist

die secundäre[1] Entstehung aus ersteren Mineralien recht wahrscheinlich. Die Ursache all der eigenartigen Umwandlungen der Gabbromineralien zu ergründen, ist von aussergewöhnlicher Schwierigkeit. Es ist anzunehmen, dass solche erst nach der Verfestigung des Gesteins erfolgten, die magmatische Corrosion ausgeschlossen ist.

Gegen Wirkungen des Gebirgsdrucks, die je nach der Stärke desselben recht verschieden sein müssten, spricht nicht nur das Fehlen der Kataklasstructur, sondern auch die Gleichmässigkeit der Neubildungen, welche keine Analoga zu den Sericithäutchen, Biotitsträhnen u. s. w. bieten. Die Entstehung der Olivinschalen wäre nicht möglich, ohne dass eine Reibungsbreccie vorhanden wäre.

Die Verwitterung (einfache und complicirte im Sinne von J. Roth) muss Spuren in den alten Tiefengesteinen hinterlassen haben. Ein grosser Theil der Umänderungen könnte durch sie verursacht sein. Es fehlen jedoch gerade die charakteristischen Verwitterungsproducte vielfach; Epidot und Zoisit sind in allen diesen Gabbrogesteinen kaum

---

[1] W. S. Bayley hält die Schalenbildung um Olivin für einen ursprünglichen Vorgang. In der Abhandlung: Am. Journ. of Sc. Bd. XLIII. „A Fibrous Intergrowth of Augite and Plagioklase, resembling a reaction rim, in a Minnesota Gabbro“ sagt er S. 516: „A close study of the phenomenon however disclosed the fact, that the growth is not due to reactionary processes between the rocks constituents, but is simply an original intergrowth of two of them.“ Er folgert dies hauptsächlich daraus, dass sich die pseudopodienartigen Bildungen nicht nur um Olivin, sondern auch vereinzelt um Biotit und Erz vorfänden. Ist dieser Biotit jedoch selbst ein secundäres Product aus Olivin, resp. Hypersthen, so weist dies gerade auf die gleiche Entstehung der randlichen Gebilde hin. Die nachträgliche Ausscheidung von Erz bei der Umwandlung von Olivin ist gleichfalls so verbreitet, dass auch dies Vorkommen kaum beweisend sein dürfte, um so weniger, als das skizzirte Erzkorn einen Einschluss — nach analogen Beobachtungen vermuthlich Pyroxen — zeigt, demnach jünger als letzteres Mineral sein muss.

Anmerkung: In einer soeben erschienenen Abhandlung in The Journ. of Geol. Chicago 1893. I. No. 7. S. 688: „The Basic Massive Rocks of the Lake Superior Region“, wo er den gleichen Gegenstand bespricht, kommt auch W. S. Bayley zu der Überzeugung, dass dieser Glimmer kein primäres Mineral sei. S. 707, Anm. 2: „The biotite is probably secondary so that the occurrence of the fibrous rim around it is of little importance as an aid in determining its nature.“

vorhanden! Fast alle Gemengtheile erscheinen von grosser Frische.

Auf Beeinflussung durch Nebengestein deuten die Beobachtungen von TÖRNEBOHM und WILLIAMS, die früher citirt wurden. Aber weder charakteristische Contactmineralien, noch Contactstructur lassen sich nachweisen.

Vielleicht würden Einwirkungen von Dämpfen ähnliche Erscheinungen hervorrufen können. Die Wechselbeziehungen, z. B. bei den Olivinschalen, deuten auf die Grenzen der Mineralien als Angriffspunkte hin; die vom Rande und gleichzeitig von den Spaltrissen der Pyroxene ausgehende Umwandlung in Hornblende führt uns ebenfalls zu den besten Wegen für die Circulation im Gestein.

c) Peridotit.

1. Mit Augit.

(3) Sierra de Sa. Barbara (Abispass). J.
23° 58′; 64° 15′; 750.

Die etwas verschiedenen, fein- und mittelkörnigen 3 Stücke vom gleichen Fundpunkte werden vom Sammler als „Rollsteine, aus mesozoischem Sandstein" bezeichnet. Makroskopisch tritt als Hauptgemengtheil ein schwarzgrüner Augit hervor, zwischen dessen Körnern röthlichbraune Biotitblättchen aufglänzen. Porphyrisch heben sich letztere in dem feinkörnigen Stücke heraus. Sie umschliessen dort dunkelgrüne Serpentinkörnchen. Die weissen grösseren Krystalle sind Carbonate; sie brausen mit Salzsäure.

U. d. M. beweist die Menge secundärer Producte die geringe Frische der Gesteine. Bei zusammenfassender Betrachtung der verschiedenen Schliffe finden wir vorherrschend monoklinen Augit, mit welchem Olivin (vielfach nur Pseudomorphosen), Apatit, reichlich Erz, ein röthlichbrauner Glimmer, Chlorit, Serpentin und Carbonate vergesellschaftet sind; Plagioklas und Titanit treten nur ganz untergeordnet auf.

Der monokline Augit erscheint lichtröthlich bis lichtgelblich pleochroitisch, meist in Tafeln nach dem vorderen Pinakoid, daher in leisten- oder auch nadelförmigen Durchschnitten. Anordnung und Form erinnern an die Plagioklasleisten der Diabase. Zwillingsbildung nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) ist verbreitet,

auch die „Sanduhrform“ kommt vor und fällt durch die etwas hellere Färbung des Kerns gegenüber den dunkleren Rändern auf. Die Doppelbrechung ist verhältnissmässig niedrig. Im Schliffe aus dem feinkörnigen Stücke ist ein zweiter monokliner Augit vorhanden, farblos bis schwach grünlich, mit einer Auslöschungsschiefe bis zu 42°. Die Krystalle desselben sind regelmässig an jenem Ende, mit dem sie in grössere Massen von Kalkspath hineinragen, besenartig zu feinen Fasern ausgefranst, und ebensolche lange Nadeln liegen innerhalb dieses Aggregats (Fig. 6). Diese interessante Umwandlung erinnert an die nadelförmige Auflösung des Berylls vom Mt. Antero[1], Col. Grünliche, faserige, chloritische, bezw. serpentinartige Umwandlungsproducte haben sich gleichfalls aus dem Augit gebildet.

Der Olivin zeigt nicht in allen Schliffen gleichmässige Erhaltung. Frische Körner sind selten; auch in diesen sind Erzkörner schon abgeschieden. Eigenthümlicherweise findet sich in Pseudomorphosen, die nach ihrer Erscheinung auf Olivin bezogen werden können, Eisenkies in zonarer Anordnung. Die Umwandlung zu Serpentin ist gewöhnlich; letzterer besteht hier aus ausserordentlich feinen Faseraggregaten von lichtgelblicher oder grünlicher Farbe; winzige Erzkörnchen sind darin vertheilt.

Ein lichtgelblich bis röthlichbraun pleochroitischer Glimmer[2] verleiht durch seine Häufigkeit diesen Gesteinen ein besonderes Gepräge. Die hohe Doppelbrechung, der äusserst kleine Axenwinkel, der optisch negative Charakter bedingen die Stellung zu Biotit. Innerhalb grösserer Durchschnitte desselben sehen wir ab und zu parallel orientirte ähnliche Blättchen, die blaugrün bis rostbraun pleochroitisch sind; die braunen Färbungen beider treten jedoch in zu einander senkrechten Lagen auf. Eine chloritische Umwandlung des Glimmers ist häufig. Nach seinem Auftreten mit Serpentin zu-

[1] Some Observations on the Beryllium Minerals from Mt. Antero, Colorado. S. L. Penfield. Amer. Journ. of Science 1890. Vol. 40. p. 488—491.

[2] Rosenbusch, M. Ph. d. m. Gest. 1887. S. 143: „In pikritischen Gabbro- und Noritfacies findet sich oft ein eigenthümliches glimmerartiges Mineral in breiten Blättchen, welches durch seinen starken Pleochroismus (rothbraun bis blutroth für die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen, hellgrün bis farblos für die dazu senkrechten Schwingungen) auffällt. Der Axenwinkel desselben ist stets klein.“

sammen, den er oft umrandet, der zerlappten Form seiner Blättchen nach, die manchmal einheitlich orientirt sind innerhalb anscheinender früherer Krystallbegrenzungen, dürfte er als secundäres Gebilde zu betrachten sein, wohl nach einem Pyroxenmineral. An das Vorhandensein von Olivin scheint sein Auftreten gebunden zu sein.

Unter den Erzkörnern der verschiedenen Schliffe lässt sich Magnetit und Eisenkies sicher nachweisen; wahrscheinlich stammen auch grauweisse (opake) Partien innerhalb eines schmalen schwarzen Randes aus der Zersetzung von Eisenkies ab, während die Zugehörigkeit chocoladefarbiger Körner, die mit Erz in Zusammenhang stehen, sich nicht sicher bestimmen liess; einzelne doppelbrechende Stellen derselben lassen auf Perowskit schliessen.

Apatit ist in grossen Krystallen reichlich vorhanden; auch Titanit kommt vor. Über die vereinzelten Plagioklase, sowie über die Kalkspathkörner mit ihren typischen Zwillingsbildungen ist nichts Besonderes auszusagen.

2. Peridotit mit Augit und Hornblende.

(3) Piedra Parada, östlich Planchada. C.
27° 20′; 68° 0′; 3900.

Die grosskörnigen Gesteine sind fast ausschliesslich aus schwarzgrünen Krystallen zusammengesetzt mit breittafeligen glänzenden Spaltflächen, ähnlich Schillerfels. Innerhalb derselben liegen dunkelgrüne Körner von Olivin, resp. Serpentin; auch röthlichbraune und lichtgrüne Stellen sind sichtbar; etwas Biotit ist vorhanden.

U. d. M. sehen wir eine wesentlich andere Structur und Zusammensetzung, als im vorigen Gestein. Der monokline Augit hat keine Leistenform, erscheint in fast farblosen, grossen, unregelmässigen Durchschnitten und umschliesst eine grössere Menge von Olivinkörnern. Der Augit erleidet eine Umwandlung zu lichtgrüner und gelbbrauner Hornblende; in den gleichen Durchschnitten gehen beide Färbungen fast unmerklich in einander über. Die bräunliche[1] waltet in der

[1] Rosenbusch, M. Ph. d. m. Gest. II. 1887. S. 143: „Wo solche rothbraune Hornblende sich findet, umgiebt sie gern mantelartig den Olivin, wenn dieser im Gestein vorkommt.“

Nähe des Olivins vor; ihre Auslöschungsschiefe wurde auf ∞P∞ (010) mit 18—20° bestimmt.

Ein rhombischer Pyroxen, wohl Enstatit, fast farblos und ohne die typischen Einlagerungen des Hypersthens, erleidet die Umwandlung in farblose Hornblende, welche ihn streifenweise durchwächst.

Querschnitte von lichtgrüner und farbloser Hornblende lassen ausgezeichnete krystallographische Begrenzung erkennen; die kleinen strahlsteinartigen Kryställchen können wohl als primäre[1] Bildungen aufgefasst werden.

Recht verbreitet ist der schon bei der vorigen Gruppe beschriebene Glimmer, der hier farblos bis gelbbraun pleochroitisch ist, letztere Nüance völlig ident mit der Färbung der Hornblende. Seine Entstehung kann hier auf Olivin, mit dem er in Zusammenhang steht, zurückgeführt werden. Eine Umwandlung zu Chlorit ist häufig; letzterer ist farblos bis lichtgrün pleochroitisch, lichtschiefergrau bei + Nicols. Die parallelfaserigen Aggregate zeigen oftmals Zwillingsbildungen, die sie bei flüchtiger Betrachtung dem Plagioklas ähnlich erscheinen lassen. Die Auslöschungsschiefe beträgt 10° oder weniger; der optische Charakter ist positiv. T. G. Bonney[2] hat aus einem Pikrit (Scyelite) genau das gleiche Mineral beschrieben. Auch aus Umwandlung von Hornblende kann gleicher Chlorit entstehen und wird solcher im Laufe der Untersuchung wiederholt angetroffen werden (Fig. 7).

Die Olivinkörner finden sich gleichmässig in den grösseren Durchschnitten der verschiedenen Mineralien; durch monoklinen und rhombischen Pyroxen, Hornblende und Glimmer werden sie umschlossen. Da Plagioklas in diesen Gesteinen fast völlig fehlt, ist eine Schalenbildung um Olivin nie zu constatiren. Dagegen erfolgt eine Art Abschnürung einzelner Theile des letzteren Minerals durch Hornblende und Biotit-

[1] Rosenbusch, M. Ph. d. m. Gest. 1887. II. S. 141 bemerkt: „dass sich aus den rhombischen Pyroxenen, die durchaus die gleichen Umwandlungen erleiden, wie der Diallag, stets dunkel gefärbte Amphibole entwickeln, wenn Hypersthen, hellgrüner Strahlstein, wenn recht helle Bronzite oder Enstatite ursprünglich vorhanden waren."

[2] On the occurrence of a variety of Picrite (Scyelite) in Sark. The Geol. Magaz. London 1889. Dec. III. Vol. VI. p. 109/112.



streifchen; die abgetrennten Stückchen zeigen einheitliche Auslöschung mit dem benachbarten grösseren Korn.

Der gleiche dunkelgrüne Spinell, wie er in den Olivinnoriten geschildert wurde, ist auch hier verbreitet, jedoch nicht in pseudopodienartigen Bildungen, sondern in unregelmässigen Körnerhaufen. Magnetit und Eisenkies sind mit ihm vergesellschaftet.

Serpentinbildung ist selten, auch wenig Talk ist vorhanden und spärlich Apatit.

Vom gleichen Fundpunkte, Piedra Parada, sind unter augitführenden Dioriten schon 4 Gesteinsgruppen beschrieben worden, von welchen eine den charakteristisch gefärbten Glimmer der Peridotite enthielt. Dieses Zusammenhanges wegen werden die Gesteine als Peridotite besprochen, obgleich solche — mit mehr Recht noch jene von Sierra Sa. Barbara — zu den Pikriten hätten gestellt werden können. Irgend welche Beziehungen zu Diabas sind jedoch für beide Vorkommen nicht nachgewiesen.

B. Gesteine, als Einlagerungen in krystallinen Schiefern vorkommend.

Wie in der Einleitung schon betont wurde, sind in dieser Abtheilung recht verschiedenartige Gesteine vereinigt. Gemeinsam ist allen die Art und Weise des Vorkommens: Wechsellagerung mit krystallinen Schiefern. Richtungslos körnige Gesteine, die nach Aussehen und Mineralbestand nicht von typischen Dioriten und Gabbros zu trennen sind, erscheinen neben körnigstreifigen und welligschieferigen Stücken von ähnlicher Zusammensetzung. Beliebige Übergänge dazwischen liegen vor.

F. Becke[1] schildert ein Vorkommen solcher Gesteine in einem doch verhältnissmässig beschränkten Gebiete:

„Gneisse, Glimmerschiefer, Granulit, verschiedene Augit-, Hornblende-, Olivin-Gesteine, Kalksteine treten in buntem Wechsel auf."

Die Art des Auftretens beschreibt A. E. Törnebohm[2] in seiner mehrfach citirten Abhandlung:

[1] „Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels." T. M. P. M. 1882. IV. S. 193.

[2] „Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens." Dies. Jahrb. 1877. S. 282.

„Ein hierher gehöriges Gestein kommt auch ganz häufig in dem Magnetitgneiss von Westgothland vor, immer in der Form von eingeschalteten Lagen, die oft meilenweit verfolgt werden können und alle Biegungen und Windungen der Gneissschichte getreu mitmachen. In dem Innern dieser, nicht selten zwei- bis dreihundert Fuss mächtigen Lager ist das Gestein stets vollständig massig und äusserlich dem oben beschriebenen Hyperit ziemlich ähnlich. In der Nähe des Gneisses wird es aber immer dioritisch und geht allmählich in Dioritschiefer und Hornblendegneiss über."

Die Schwierigkeit in der Trennung und Bestimmung derartiger nicht selbst gesammelter Gesteine ist nicht gering.

Unterstützt durch eigene Beobachtungen in bekannteren Gebieten, wo ähnliche Gesteine auftreten, und unter Zuziehung eines reichen Vergleichsmaterials habe ich die Stücke nach ihrem makroskopischen und mikroskopischen Befunde zu classificiren versucht. Trotz aller Sorgfalt wird jedoch manches Stück eventuell zu einer anderen Gruppe zu stellen sein, denn nicht jeder Dünnschliff liefert ein genaues Bild der mineralogischen Zusammensetzung und Structur des betreffenden Gesteins und nicht von sämmtlichen Stücken konnten Schliffe entnommen und eventuell // und ⊥ zur Schieferung geführt werden.

I. Richtungslos körnige Gesteine.

a) Dioritische Einlagerungen.

Jene, den verschiedenen Gruppen der eruptiven Diorite entsprechenden, richtungslos körnigen Gesteine wurden zu dieser Abtheilung vereinigt. Die „Wechsellagerung mit Gneiss" schliesst keineswegs aus, dass solche nicht z. Th. auch eruptiven Ursprungs sind, ebenso wie die Bildung der inmitten geschieferten Materials vorkommenden Diorit-Knauern und -Linsen bislang noch nicht klargestellt ist.

Der Übersichtlichkeit wegen wurde auf die zahlreichen Unterabtheilungen verzichtet, nur das Vorhandensein oder Fehlen des Feldspaths als Classificationsmerkmal benutzt. Von den eigentlichen dioritischen Einlagerungen kommen wir zu feldspatharmen, bezw. feldspathfreien Gesteinen (Hornblendeaggregaten); als Fahlbänder weisen

letztere wesentliche Anreicherung an Erz und Epidot auf und leiten zum Epidotfels hinüber.

1. Gesteine mit Plagioklas und Hornblende, eventuell Quarz, Augit, Biotit führend.

(2) Cerro de Nonogasta. L. R.
29° 19′; 67° 34′; 1000.
(2) Las Peñas, Rio Cuarto. Cb.
32° 31′; 64° 15′; 500.
Weg von Intiguasi nach Cerros Largos. S. L.
32° 50′; 65° 57′; 1500.
Pancante. „
33° 3′; 66° 14′; 1900.
Pencales, Rio Pinto. Cb.
30° 55′; 64° 35′; 1250.
(2) Zwischen Rosas und Tapias (S. Javier). „
31° 56′; 65° 3′; 700.
(2) Quebrada Socoscora. S. L.
32° 37′; 66° 14′; 900.
San Francisco zum Monigote. „
32° 38′; 65° 8′; 850.
Cañitas, westlich Dolores. „
32° 38′; 65° 28′; 800.
Lajas. Cb.
33° 9′; 64° 55′; 750.
(2) Zwischen Lajas und Intiguasi, nördl. Achiras. „
33° 6′; 64° 54′; 750.
Cerro del Morro. S. L.
33° 10′; 65° 27′; 1300.
Rio del Medio, nördlich Reartes. Cb.
31° 56′; 64° 35′; 850.
Mina Tauro, südlich Rio Segundo. „
31° 52′; 64° 28′; 900.
Cañada Honda Mina Nell. S. L.
32° 49′; 66° 4′; 1650.

Diese Gesteinsserie setzt sich aus meist mittel-, nur vereinzelt fein- resp. grobkörnigen Stücken zusammen, die den früher beschriebenen Dioriten recht ähnlich sind. Hornblende von schwarzer oder grüner Farbe (im letzteren Falle faserig),

sowie Plagioklas, gelbweiss oder grau, sind makroskopisch immer erkennbar; daneben manchmal Quarz, Biotit, bezw. Chlorit, Titanit, Epidot, Eisenkies und andere Erzkörner. Der jeweilige Gehalt an Augit, Biotit, Quarz ist nie gross genug, um ihm eine wesentliche Rolle für die Gesteinsbestimmung zuschreiben zu können. Feine Adern, wohl secundäre Ausfüllungen früherer Sprünge, durchziehen einzelne Stücke.

Die Betrachtung u. d. M. ergiebt eine solch' grosse Mannigfaltigkeit in der Mineralcombination und Structur, oft auch bei den verschiedenen Stücken vom gleichen Fundpunkte, dass eine allgemeine Schilderung sich nicht durchführen lässt. Da gewöhnlich eine Abweichung eine ganze Reihe von Veränderungen nach sich zieht, lässt sich eine Anzahl Detailangaben nicht vermeiden.

Fast allen Schliffen gemeinsam ist ein Plagioklas, der Neigung zur Ausbildung von Krystallformen hat, im Gegensatz zu den bruchstückartigen Körnern der eigentlichen Hornblendeschiefer. Bei der Mehrzahl der Stücke entspricht er dem Plagioklas der echten Diorite, bei anderen finden wir die Zwillingsbildungen und charakteristischen Interpositionen der Gabbrofeldspathe.

Neben grösseren Plagioklasdurchschnitten erscheinen kleinere, leistenförmige Krystalle desselben — meist als Einschlüsse in den Hornblenden — in den Schliffen von Intiguasi nach Cerros Largos und San Francisco zum Monigote.

Geringer Gehalt an Kalifeldspath dürfte in dem Schliffe aus Pencales neben reichlichem Plagioklas vorhanden sein. In diesem eigenartigen, plattig sich absondernden Gesteine sind die Hornblendesäulchen in ungefähr paralleler Richtung angeordnet.

Eine gelbgrün bis saftgrün pleochroitische Hornblende ist ziemlich regelmässig verbreitet; viele andere Varietäten, wie blaugrüne, lichtgrüne, farblose, fleckig gefärbte, bräunliche, auch faserige sind gleichfalls vertreten. Eine Entstehung derselben aus Augit ist an einzelnen Durchschnitten der Schliffe von Pencales und Las Peñas, jedoch nur in dem feinkörnigeren Stücke von letzterem Fundpunkte, nachweisbar, bei manchen anderen aber gleichfalls vorauszusetzen.

Biotit, wiederholt in langen, schmalen Blättchen auf-

tretend, ist der Quantität nach zunächst zu nennen; Chlorit, Epidot, Zoisit schliessen sich an. Quarz ist nur in wenigen Schliffen besonders reichlich, was auch für Titanit, Apatit, Rutil und Erz gilt.

Den echten Dioriten stehen die Gesteine von Cerro de Nonogasta und Las Peñas sehr nahe. Plagioklas, grüne Hornblende, z. Th. mit vielen Erzmikrolithen, Biotit (auch chloritisirt), Quarz, Titanit, Epidot sind vorhanden. Auffallend grosse Apatite enthält der eine Schliff von Las Peñas, in welchem das Erz durch breite Titanit- (Leukoxen-) Ränder eingefasst wird; in dem zweiten, augithaltigen Stücke sind die Erzkörner mit Biotitblättchen umgeben.

Quarz ist sehr reichlich in dem Schliffe von Intiguasi nach Cerros Largos. Die grossen Hornblendedurchschnitte umschliessen lange, schmale Biotitstreifchen, grössere Rutilkryställchen, sowie Titanitkörner, innerhalb welcher wieder kleine Hornblenden vorkommen. Grosse Apatitkrystalle fehlen auch hier nicht.

Im Schliffe von Pancante fehlt der Quarz; der Plagioklas hat Gabbrostructur und ist z. Th. zu Epidot und Zoisit verwandelt. Ein gelbbrauner Biotit ist beliebig mit grüner Hornblende verwachsen, die an manchen Durchschnitten eine Absonderung nach P∞ ($\bar{1}01$) erkennen lässt, wie solche zuerst von W. Cross [1], neuerdings wieder von E. Dathe [2] beschrieben wurde. Die ungleichmässig fleckige Färbung der Hornblende lässt eine nachträgliche Entstehung derselben vermuthen.

Nachweisen lässt sich solche, wie schon erwähnt, im Schliffe von Pencales. Der lichtgefärbte Kern der von unzähligen Hornblendefleckchen durchwachsenen, recht grossen Durchschnitte zeigt die Auslöschungsschiefe des Augits. Nach daneben liegenden, z. Th. krystallographisch begrenzten Hornblendeindividuen würde man solche für primär halten.

Feine Sprünge in diesem Gesteine, sowie in den Schliffen aus „Zwischen Rosas und Tapias" wurden durch Epidot ausgefüllt, zu welchem sich beim Durchsetzen von Feldspath Quarz gesellt. Der Plagioklas letzteren Vorkommens enthält

---

[1] Min. u. petr. Mitth. III. 1881. S. 387.

[2] „Die Strahlsteinschiefer des Eulengebirges." Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1891. S. 194—195.

neben Epidot, Chlorit und Hornblende kleine Turmalinsäulchen in beiden Schliffen; in keinem anderen Falle liess sich dieses Mineral in den Hornblendegesteinen constatiren. Gleichzeitig stellen sich im Quarz jene im Granit so häufigen Rutilnädelchen ein, deren optisch + Charakter in einem zwischen + Nicols bei voller Drehung des Präparates dunkel bleibenden Quarze erkannt werden konnte. Auch in der Hornblende dieser Schliffe treten winzige Rutilkryställchen, z. Th. herz- und knieförmige Zwillinge auf, und die schon anderweitig bemerkte Theilbarkeit nach P∞ (Ī01) ist vorhanden. Einige Erzkörner vereinigen sich zu „gestrickten" Formen. Diese Stücke, sowie noch mehr die jetzt zu besprechenden von Quebrada Socoscora und San Francisco zum Monigote erinnern nach Structur und Mineralbestand an die früher beschriebenen Gabbrodiorite.

In beiden letzteren Gesteinen kommt neben der grünen noch eine farblose Hornblende vor, gewöhnlich von röthlichen oder schwarzen Erzmikrolithen durchzogen; sowohl ein allmählicher Übergang als auch scharfe Grenzen sind zwischen beiden Varietäten vorhanden. Während im Schliffe von San Francisco der monokline Charakter der farblosen Hornblende sich durch Auslöschungsschiefe und vielfache Zwillingsbildung nach ∞P∞ (100) nachweisen lässt, gehört solche in den Stücken von Socoscora zum rhombischen System. (Ein Olivinnorit vom gleichen Fundpunkte legt die Vermuthung einer Entstehung aus Hypersthen nahe.) Eine innige Verwachsung[1] dünner Streifchen letzterer Hornblende mit grüner, monokliner erscheint bei + Nicols wie eine Zwillingsbildung infolge der Schiefe der Auslöschung gegen die Spaltbarkeit bei den monoklinen Nadeln. Letztere sind aus der Umwandlung der farblosen, rhombischen Hornblende hervorgegangen, wie sich im Schliffe deutlich verfolgen lässt; auch die blau-

[1] Rosenbusch, M. Phys. d. p. w. Min. III. 1892. S. 465: „Regelmässige lamellare Verwachsung (von Anthophyllit) mit monoklinem Amphibol (Strahlstein) ist nicht selten; beiderlei Amphibole haben dann die Axen c und b gemeinsam; die Verwachsung ist demnach im parallelen polarisirten Lichte nur wahrnehmbar auf Schnitten, die nicht in der Zone 0P : ∞P$\bar{\infty}$ liegen und in denen die monoklinen Amphibollamellen schief gegen die Spaltbarkeit oder ihre Diagonale auslöschen."

grüne Farbe derselben — wie schilfige Hornblende — spricht dafür.

Auch der Plagioklas der Schliffe von Socoscora zeigt eine charakteristische Umwandlung. Langfaseriger Chlorit dringt in büscheligen Aggregaten vom Aussenrande und auf Rissen in den Feldspath ein. Directer Zusammenhang mit grösseren Hornblendedurchschnitten, sowie erhaltene kleine Restchen derselben deuten das ursprüngliche Vorhandensein dieses Minerals an. Das Fasergemenge des Chlorits wird so dicht, dass der Feldspath darunter verschwindet. Die freigebliebenen Plagioklastheile erscheinen verhältnissmässig frisch; Epidot und Zoisit fehlen (Fig. 1).

Die typische Saussuritbildung stellt sich im Schliffe von Cañitas ein. Ein Gemenge von Epidot und Zoisit hat sich am äusseren Rande der Feldspathe angesiedelt und verbreitet sich nach dem Innern; Erzkörner dienen als Ansatzpunkte. Die Vermischung der beiden ersteren Mineralien ist eine innige; ohne scharfe Grenze geht der schwefelgelb gefärbte Epidot in den farblosen, schwach doppelbrechenden Zoisit über. Ein farbloses, glimmeriges Mineral, optisch negativ mit kleinem Axenwinkel, sowie Chlorit stellen sich gleichfalls ein, zuweilen ein wie Quarz aussehender schmaler Rand am Plagioklas, den ich für neugebildeten Feldspath halten möchte. Hornblende ist in diesem Gesteine spärlich, Erz, das z. Th. zu Hämatit verwandelt ist, reichlich vertreten.

In den Schliffen von Lajas tritt Plagioklas an Menge gegen die fleckig grüne Hornblende zurück. Schmale Zoisitbänder am Aussenrande der Feldspathe sind das Anfangsstadium der Saussuritbildung. Zoisitkrystalle, auch Zwillinge kommen gleichfalls vor.

Die ungleichmässige Zusammensetzung des einen Stückes von „Zwischen Lajas und Intiguasi“ dürfte zur Erklärung von Contactwirkungen herangezogen werden, die in den Schliffen dieser Gesteine sichtbar sind. Nicht nur der Reichthum an Quarz fällt auf, sondern auch die Art, wie seine nicht einheitlich auslöschenden Körner den stark getrübten Plagioklas durchtrümmern, dessen einzelne Theile gegen einander verschoben sind. Auch die charakteristischen vielen kleinen Quarzkryställchen finden sich in der Hornblende des einen

Schliffs. Titanit ist hier aussergewöhnlich häufig; die grossen Körner desselben zeigen ganz ungleichmässige Färbung.

Ähnliche Verhältnisse kehren im Schliffe von Morro wieder. Im reichlich verbreiteten Titanit finden wir kleine Kryställchen von Hornblende und Rutil als Einschlüsse. Da Titanit als Rand um Erz auftritt, kann der Rutil, entsprechend der Annahme von Wm. H. Hobbs[1], eine Zwischenbildung sein. Ein Chlorit mit besonders kräftigem Pleochroismus, grosse Apatitkrystalle, sind neben Hornblende, Plagioklas, Quarz, Epidot aus diesem Gesteine noch zu erwähnen.

Nur aus Plagioklas und Chlorit, abgesehen von etwas Kalkspath und Kaolin, ist der Schliff aus Rio del Medio zusammengesetzt. Manche der grösseren Chloritdurchschnitte bestehen ausschliesslich aus Sphärolithen, die das charakteristische Interferenzkreuz[2] bei + Nicols erkennen lassen.

Eine eigenartige Färbung zeigen die Hornblenden der Schliffe von Mina Tauro und Cañada Honda, Mina Nell. Dieselben erscheinen lichtgelbgrau, wenn die Polarisationsebene des angewandten Nicols // c der Hornblende geht, graubraun dagegen in der Lage senkrecht dazu. Da beide Stücke mit Erzlagerstätten in Verbindung stehen, so könnte darin die Ursache der verschiedenen Färbung gesucht werden. In einer früheren Arbeit[3] machte ich auf ähnliche Verhältnisse bei Biotit aufmerksam. Dieses Mineral hat hier einen Pleochroismus zwischen lichtgelb und gelbbraun, also auch nicht die normalen Töne; die tiefschwarze Farbe der pleochroitischen Höfe um kleine Einschlüsse von Zirkon oder Titanit fällt gleichfalls auf, wie ferner das Auftreten von Zwillingsbildungen. Die Auslöschungsschiefe der graubraunen Hornblende geht bis zu 20°, ihre Doppelbrechung ist recht hoch. Neben Einschlüssen von Rutil und Erzmikrolithen enthält sie Hohlräume,

---

[1] On the Rocks occurring in the neighbourhood of Ilchester, Howard Cy. Md. The J. Hopkins Univ. Circul. No. 65. 1888. p. 2: „In a large number of cases the rutile occupies a position between the other two minerals (ilmenite and sphene) and suggests that it may be an intermediate stage in the pseudomorphism to sphene.“ (Fig. 1.)

[2] Websky-Bertrand'sches Interferenzkreuz von Prof. C. Klein benannt, da Websky solches zuerst erläuterte und beschrieb. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1858. Bd. X. S. 288.

[3] Dies. Jahrb. 1892. Beil.-Bd. VIII. S. 324.

die z. Th. mit Flüssigkeit angefüllt sind; die Längserstreckung derselben entspricht der prismatischen Spaltbarkeit.

Der Plagioklas besteht hier, wie im Schliffe von Cañada Honda, aus Bruchstücken; ungefähr parallele Anordnung der Gemengtheile ist im letzteren bemerkbar, jedoch keinerlei Druckerscheinungen. Etwas Quarz kommt in beiden Gesteinen vor. Die Hornblende von Cañada Honda ist graubraun, mit einem Stich ins Grünliche; eine Umwandlung derselben zu Carbonat scheint vorzukommen.

2. α) Feldspatharme Gesteine.

(2) Rincon San Francisco. S. L.
32° 40′; 65° 10′; 1000.

(2) Cuesta del Palmar. „
32° 43′; 66° 6′; 1900.

Die wenigen Stücke dieser kleinen Gruppe gleichen den später zu beschreibenden gabbroartigen Einlagerungen. Sie können aus der Umwandlung solcher Gesteine hervorgegangen sein — sie stammen z. Th. vom nämlichen Fundpunkte — und als Übergänge zu Diorit, bezw. Hornblendegneiss betrachtet werden. Durch Zurücktreten von Plagioklas erscheinen die Stücke von dunkler Farbe; grosse, schwarzglänzende Hornblendekrystalle mit Einschlüssen kleiner, dunkelgrüner Körner setzen das Gestein von Rincon zusammen, Quarzlinsen finden sich verhältnissmässig reichlich. Die Stücke von Palmar haben kleineres Korn und erinnern durch eine Art Flaserung an Gneiss.

U. d. M. sehen wir das Vorherrschen einer fleckig lichtgrünen Hornblende in den Schliffen von Rincon; einige Körner von monoklinem Augit sind in dem einen derselben nachweisbar.

Ein allmählicher Übergang von farbloser zu grüner Hornblende lässt sich auch hier, besonders bei den besser begrenzten, strahlsteinartigen Individuen constatiren. Der gleiche Fall liegt bei der fleckig bräunlichgrünen Hornblende im Schliffe von Palmar vor, an deren schmalen Säulchen die Absonderung nach P$\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), wohl auch eine Zwillingsbildung nach dieser Fläche, zu erkennen ist. Bei beiden Gesteinen erscheint Quarz als ein Mosaik kleiner Körner, ähnlich der Kataklasstructur der Gneisse; auch die Druckerscheinungen

fehlen nicht. Plagioklas findet sich nur vereinzelt, mit ihm Epidot und Zoisit. Auch Chlorit, Titanit, Apatit sind vorhanden, Erz dagegen nur spärlich.

Der zerlappte Rand der grösseren Hornblenden, die jetzt durch Epidot ausgefüllten Sprünge in denselben, sowie das kleinkörnige Gemenge der übrigen Mineralien lassen auf Veränderungen in Folge von Gebirgsdruck schliessen, worauf auch eine ungefähr parallele Anordnung der Gemengtheile im Schliffe von Palmar hinweist.

2. β) Feldspathfreie Gesteine (Hornblende-Aggregate).

	Tomalasta ?.	S. L.
	32° 49′; 66° 7′; 1900.	
	Carolina nach Puerta Grande.	„
	32° 46′; 66° 10′; 1900.	
(2)	San Francisco zum Monigote.	„
	32° 38′; 85° 8′; 850.	
	Avalos.	Cb.
	31° 5′; 64° 47′; 1250.	
	Zwischen Lajas und Intiguasi.	„
	33° 6′; 64° 54′; 750.	
	Rio del Medio, nördlich Reartes.	„
	31° 56′; 64° 35′; 850.	
	Cerro de Guachi.	S. J.
	29° 53′; 68° 59′; 3700.	

Die Stücke dieser Gruppe bestehen fast ausschliesslich aus Hornblende, die z. Th. in grossen Krystallen, säulen-, auch blattartigen und wirrfaserigen Aggregaten von verschieden grüner Farbe auftritt. Plagioklas findet sich nur in einer schlierenartigen Partie des Stückes von Rio del Medio, Quarz local in Zw. Lajas und Intiguasi; Epidot ist dagegen verbreitet, auch Erz fehlt nicht.

Die Dünnschliffe liefern wieder ein recht ungleichartiges Bild. Da Plagioklas fast ganz fehlt, Quarz nur vereinzelt auftritt, sind sie fast nur aus nach Form und Farbe verschiedener Hornblende zusammengesetzt, mit welcher monokliner Augit wiederholt vergesellschaftet ist. Epidot, Zoisit, Erz, Titanit, Apatit u. s. w. kommen vor.

Die grossen Durchschnitte der farblosen bis schwach-

lichtgrünen Hornblende von Tomalasta sind angefüllt mit strichförmigen Erzmikrolithen und von kleinen Hornblendekryställchen durchwachsen.

Im Schliffe von Carolina finden wir ausser hellgrüner Hornblende, mit zahlreichen Einschlüssen von monoklinem Augit in allen Stadien der Umwandlung zu ersterem Minerale, eine monokline farblose Hornblende. Letztere ist aus vielen feinen Fasern, meist Zwillingslamellen nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) aufgebaut.

Der monokline Augit erscheint auch in einem Schliffe von San Francisco, während das zweite Stück aus fleckig grüner, schilfiger Hornblende zusammengesetzt ist. Wie hier makroskopisch eine Krümmung der blätterig-faserigen Aggregate sichtbar wird, ist solche im Dünnschliffe durch undulöse Auslöschung der langen Fasern, die selbst Biegungen aufweisen, zu erkennen. Auch strahlsteinartige Krystalle kommen vor. Neben solcher Hornblende tritt Quarz im Schliffe von Avalos auf. Die grüne Hornblende aus Zw. Lajas und Intiguasi zeigt an jenem Ende, welches an Zoisit angrenzt, eine wesentlich hellere Farbe. Epidot und Zoisit sind hier reichlich verbreitet, Augit, Titanit mit Einschlüssen kleiner Hornblendekryställchen, sowie Apatit kommen vor. Bei dem Schliffe von Rio del Medio dürfte in der zufälligen Entnahme des Schleifsplitters die Ursache des Reichthums an Plagioklas in eckigen Bruchstücken, wie er in den eigentlichen Hornblendeschiefern heimisch ist, zu suchen sein, da die gleichzeitig sichtbare lagenförmige Anordnung der Gemengtheile nicht der Hauptmasse des Handstückes entspricht.

Die Schliffe aus Cerro dé Guachi bestehen aus dunkelbrauner Hornblende und einem Aggregat langer schmaler Blättchen oder Fasern, welche zu vielen Sphärolithen, je von Chlorit, Epidot und einem farblosen, stark doppelbrechenden Minerale (wie Muscovit) zusammentreten. Es macht den Eindruck, als ob alle diese Bildungen, zu denen noch etwas Kalkspath tritt, aus der Umwandlung von Hornblende hervorgegangen wären. In aussergewöhnlich grossen Krystallen kommt hier ein Erz vor, welches zu bräunlichgrauen Massen zersetzt ist. Nach den Formen der Körner, meist Tetraëder, deren Ecken durch negatives Tetraëder, bezw. Rhomben-

dodekaëder abgestumpft sind, könnte eventuell ein Fahlerz vorliegen.

Anhang: Fahlbänder und Epidotfels.

(2) Rio del Medio, nördlich Reartes. Cb.
31° 56′; 64° 35′; 850.
(4) Cunicuto, östlich San Marcos. „
30° 50′; 64° 36′; 650.
(4) Mina Mercedes. „
31° 47′; 64° 32′; 900.
(2) Fortuna. „
32° 22′; 65° 32′; 900.
(2) Ramblones. C.
29° 10′; 65° 24′; 350.

Diese Gesteine von recht verschiedenem Korn und ganz ungleichartigem Aussehen stehen fast alle in Beziehungen zu Erzvorkommen. Sie sind aus Hornblende, Epidot und reichlich Erz, gewöhnlich Kupferkies, zusammengesetzt. Entsprechend dem Vorwalten des ersten, bezw. zweiten Minerals variirt die Farbe der Gesteine zwischen schwarzgrün und gelbgrün; ein spangrüner Überzug wird durch Kupferverbindungen hervorgerufen. Die Hornblende zeigt mehrfach faserige Ausbildung; in dem einen Stücke von Mercedes ist sie breitblätterig, aus gekrümmt erscheinenden Faseraggregaten gebildet.

Die vorwiegend aus gelbgrünem Epidot zusammengesetzten Gesteine sind entweder kleinkörnige Massen, die, wie z. B. in Fortuna, mit einem Diorit eng verknüpft sind, oder Aggregate von spiessigen Krystallen, zwischen welchen noch Hohlräume sichtbar sind. Die Ausbildung der Epidotkrystalle ist die gewöhnliche. Einzelne Quarzkörner erscheinen als Fremdlinge in der Masse.

Die Dünnschliffe liefern ein neues Bild der schon gewohnten Mannigfaltigkeit. Die Hornblende ist meist blaugrün bis grasgrün pleochroitisch, z. Th. compact, vielfach ungleichmässig fleckig, z. Th. nadelartig. Als Einschlüsse im Quarz von Cunicuto zeigen ihre Durchschnitte Nadelform; im Schliffe des zweiten Stücks sind die grossen Krystalle fast farblos, aber von unzähligen Fetzchen grüner Hornblende durchwachsen.

Aus nadelartigen Streifchen, die je in Zwillingsstellung zu einander stehen, ist die lichtgefärbte Hornblende eines Stückes von Mina Mercedes zusammengesetzt; andere saftgrüne Durchschnitte zeigen deutlich die Absonderung nach P∞ (Ī01); Körner von monoklinem Augit umschliesst sie in einem weiteren Stücke vom gleichen Fundpunkte.

Der Epidot erscheint meist in Gemeinschaft mit Zoisit. Deutliche krystallographische Begrenzung ist nicht selten; mehrfache Zwillingsbildung, Zonarstructur ist wiederholt zu beobachten, wie solche von Wm. Ramsay[1] neuerdings beschrieben wurde. Eine gelbe Farbe kann bei beiden Mineralien auftreten, aber auch bei beiden fehlen. Die schwache Doppelbrechung ist ebenfalls kein Beweis für das Vorhandensein von Zoisit. Näheres über die complicirten optischen Verhältnisse letzteren Minerals findet sich bei G. Tschermak[2].

Ausschliesslich in idiomorphen Krystallen finden sich beide Mineralien innerhalb grosser Hornblendedurchschnitte eines Schliffes von Mercedes; sie treten dort ganz nach der Art primärer Einschlüsse auf, sind auch theilweise deformirt. Lichtgrün gefärbte Stellen der dunkler grünen Hornblende werden von feinen Quarzäderchen durchzogen, die scharf an der Grenze der eigenartigen Pseudomorphosen (?) absetzen. Noch erhaltene Krystallumrisse deuten auf Umwandlung früherer Einschlüsse hin. Von anderen Mineralien kommen Quarz, z. Th. mit Blättchen von Titaneisenglimmer, Chlorit, Biotit, Titanit, Apatit, Rutil in geringer Menge vor, auch vereinzelt Plagioklas; Erz ist dagegen verbreitet.

In grosser Menge erscheint Magnetit in einem Schliffe von Mercedes und umschliesst dort verschiedene andere Gemengtheile, wie Hornblende u. s. w. Kupferkies ist sehr häufig, manchmal ist er mit Eisenkies verwachsen (Cunicuto); wiederholt lassen sich Pseudomorphosen von Malachit nach Kupferkies nachweisen. Die spangrüne Farbe und die chemische Reaction kennzeichnen ersteres Mineral schon makroskopisch. Im Dünnschliffe tritt es in faserigen oder traubigen Aggregaten auf, bildet öfter concentrische Schalen

[1] „Über die isomorphe Schichtung und die Stärke der Doppelbrechung im Epidot." Dies. Jahrb. 1893. I. 111.

[2] Sitzungsber. Wien. Akad. LXXXII. 1. 1880.

um Brauneisen. Es ist smaragdgrün bis lichtblaugrün pleochroitisch, zeigt Spaltbarkeit nach 0P (001) und vielfache Zwillingsbildung nach ∞P∞ (100) (Rio del Medio).

b) Gabbroartige Einlagerungen.

1. Feldspatharme Gesteine.

(2) Cuesta del Palmar. S. L.
32° 43′; 66° 6′; 1900.

(3) Zwischen Chaves und Higueritas. S. J.
30° 46′; 67° 33′; 1400.

Eine den eigentlichen Gabbros der ersten Abtheilung entsprechende Gruppe fehlt hier, da ein wesentliches Mineral, der Plagioklas, in obigen Gesteinen nur spärlich vertreten ist.

Die schwarzgrünen grobkörnigen Stücke bestehen aus Hornblende, bezw. Hypersthenkrystallen; dunkelgrüne Serpentinkörner sind auf den breiten glänzenden Spaltflächen im Gesteine von Chaves sichtbar. Etwas Chlorit, Eisenkies und andere Erzkörner lassen sich noch constatiren.

Das dritte Stück von Chaves hat ein lockeres Gefüge, ist mittelkörnig und bildet wegen der zu parallelen Lagen angeordneten Hornblendesäulchen einen Übergang zu den schieferigen Gesteinen.

Die Dünnschliffe ergeben eine Zusammensetzung der Gesteine aus Hypersthen, einem ident gefärbten monoklinen Augit, grüner Hornblende, Olivin, Spinell, vereinzelten Plagioklasstücken, Chlorit und Erz.

Die lichtgrüne Hornblende von Cuesta del Palmar ist z. Th. strahlsteinartig. Sowohl diese, als auch die grossen, compacten Durchschnitte sind, aller Wahrscheinlichkeit nach, erst nachträglich entstanden, denn wir sehen Hypersthen, monoklinen Augit, ja selbst den Olivin in successiver Umwandlung begriffen. Die nadelartigen Hornblendekryställchen haben sich überall angesiedelt, durchwachsen die anderen Mineralien und trennen Theile derselben ab. Vorhandene Chloritblättchen dürften ein weiteres Umwandlungsstadium repräsentiren. Dunkelgrüne Spinellkörner sind recht verbreitet; sie sind z. Th. mit Magnetit verwachsen; auch Eisenkies ist vorhanden.

In den Schliffen von Chaves haben wir eine ähnliche

Combination, doch ist hier der Hypersthen in grossen tafelförmigen Krystallen weit vorherrschend. Er umschliesst farblose kleinere Partien, welche die gleichen Erzmikrolithen führen und ebenfalls als rhombischer Pyroxen zu betrachten sein dürften. Ein Mosaik kleiner Hypersthenkörner erscheint streifenartig innerhalb der grösseren Durchschnitte des einen Schliffes, ohne dass irgend welche Zertrümmerungsmerkmale sichtbar würden. Verwachsungen zwischen rhombischem und monoklinem Pyroxen sind häufig, ebenso beider Umwandlung zu Hornblende.

Der grüne Spinell, der hier wieder in pseudopodienartigen Bildungen ausserordentlich reichlich auftritt, ist stets in Zusammenhang mit Olivin. Eine mehrfache Schalenbildung um Körner des letzteren Minerals ist nicht vorhanden; es fehlt der Feldspath.

Die Zusammensetzung des etwas geschieferten Stückes von Chaves ist etwas abweichend. Die Hauptmasse des Gesteins bildet bräunlich grüne Hornblende, daneben kommen beide Pyroxene vor. Olivin und Spinell fehlen.

2. Peridotitische Gesteine (Schillerfels, Serpentin).

(6) Cañitas, westlich Dolores. S. L.
32° 38′; 65° 28′; 800.

Die makroskopisch den Gesteinen der vorhergehenden Gruppe ähnlichen Stücke sind grosskörnig, schwarzgrün, bestehen aber ausschliesslich aus Hornblendekrystallen, deren breite Spaltflächen ähnlich jenen des Schillerspaths von der Baste im Harz aufglänzen, jedoch nicht die metallische Farbe des letzteren besitzen. Durch viele Einschlüsse von dunkelgrünen Körnern von Serpentin werden sie zu typischen Repräsentanten der poikilitischen[1] Structur.

Ganz übereinstimmende Gesteine, welche in Zusammenhang mit Gabbro stehen, beschreibt A. E. Törnebohm[2] in seiner vielcitirten Abhandlung.

---

[1] „On the use of the terms poikilitic and mikropoikilitic in petrography." G. H. Williams The Journ. of Geol. Chicago 1893. I. S. 176.

[2] l. c. S. 288: „Obwohl Hornblende und Olivin es im allgemeinen nicht recht lieben, sich mit einander zu vergesellschaften, schliessen sie sich jedoch keineswegs gegenseitig aus. In einer häufig wiederkehrenden

U. d. M. sehen wir grosse Durchschnitte einer fast farblosen, bezw. lichtgrünen Hornblende mit deutlicher prismatischer Spaltbarkeit und Zwillingsbildung nach ∞P∞ (100). Ihre Doppelbrechung ist hoch, die Auslöschungsschiefe gross (bis 25° c : c). Sie umschliesst zahlreiche Körner von Serpentin, deren z. Th. noch erhaltenen Formen sich auf Olivin oder auch Pyroxen beziehen lassen. Man sieht im gewöhnlichen Lichte einen äusseren schmalen Saum von Erzkörnchen, auf welchen eine breite, fast farblose Zone folgt, der sich als innerer Kern ein gelbliches wirres Faseraggregat anschliesst, das höhere Brechung erkennen lässt. Bei + Nicols erblicken wir an Stelle der farblosen Zone schwach doppelbrechende, blättchenartige Fasern, die, senkrecht gegen die Umrandung angeordnet, sich nach der Mitte zu erstrecken; orientirte Auslöschung zu ihrer Längserstreckung lässt sich feststellen.

Als Blätterserpentin wird dieses Aggregat zu bezeichnen sein. Die haarförmigen Fasern, welche in der Mitte angehäuft sind, zeigen wesentlich höhere Polarisationstöne und zuweilen die Auslöschungsschiefe der Hornblende.

Eine Reihe anderer Durchschnitte, die im gewöhnlichen Lichte sich nur durch die Form der zahlreichen, auf ihre Fläche vertheilten winzigen Erzskelette von den eben geschilderten unterscheiden lassen, weisen statt der lichtblaugrauen Polarisationstöne tiefblauschwarze Farben bei + Nicols auf. Nur an einzelnen Stellen ist eine feine Faserung bemerkbar. Im convergenten Lichte erscheint — sehr schwach — das Bild optisch zweiaxiger Mineralien + Charakters mit grossem Axenwinkel[1]. Vielleicht dürften hier Schnitte vorliegen, die senkrecht zur Faserrichtung des Serpentins geführt wurden.

Die Umwandlung von Hornblende zu Serpentin ist gleichfalls zu beobachten; schmale Streifchen des ersteren Minerals

---

Varietät der fraglichen Gesteine erscheinen die grossen Hornblendeindividuen sogar reichlich mit Olivin gespickt. Auf den stark glänzenden, fast schillerspathähnlichen Spaltungsflächen der Hornblende treten dann die mehr oder weniger serpentinisirten Olivinkörner als dunkle matte Punkte hervor. Neben dem Olivin ist dann wohl stets Diallag oder Hypersthen gleichfalls in der Hornblende eingesprengt."

[1] H. Rosenbusch, M. Ph. d. p. w. Min. 1892. III. S. 691.

sind inmitten der Faseraggregate z. Th. erhalten geblieben, Serpentinschnüre durchziehen die grossen Krystalle. Auch die ganz feinfaserigen Producte greifen fingerförmig in die Hornblende ein. Einzelne unbedeutende Reste können nach Auslöschungsschiefe auf monoklinen Augit bezogen werden. Etwas Chlorit, Kalkspath und Erz, welches nach seinen regulären Formen als Magnetit oder Chromit gedeutet werden kann, sind ferner vorhanden.

(5) Rio Ceballos. Cb.
31^0 11′; 64^0 13′; 700.

Der Zusammensetzung nach sehr ähnlich, aber im Aussehen vom vorigen Gestein ganz verschieden, ist die Handstückserie vom Rio Ceballos. Es sind grosskörnige Gesteine von kirschrother Farbe, an denen alle Stadien der Umwandlung von Hornblende zu Serpentin und Talk sichtbar werden. Die grossen kirsch- bis ziegelrothen Krystalle, deren Spaltflächen halbmetallisch glänzen, zeigen bei besserer Erhaltung einen glasglänzenden bouteillengrünen Kern von Hornblende mit Strahlsteincharakter. In einzelnen Stücken finden sich auch völlig frische Nadeln derselben vor. Im Laufe der Umwandlung durchziehen schmale Serpentinschnüre die grösseren Krystalle, bis das ganze Gestein die matteren Farben — röthlichviolett, bezw. ölgrün bis dunkelgrün — dieses Minerals annimmt.

Gelbweisse, specksteinartige Ausscheidungen bilden Adern im Gestein und in einem Stücke hat sich auf Fugen ein weisslichgrünes, stark glänzendes, blätteriges Mineral angesiedelt, ähnlich Muscovit oder Talk.

Durch überall vertheiltes Rotheisenerz ist die rothe Färbung des Gesteins hervorgerufen.

U. d. M. erblicken wir in Schliffen aus frischeren Partien grosse Krystalle einer fast farblosen, oder ganz blassgrünen Hornblende mit hoher Doppelbrechung und einer Auslöschungsschiefe bis zu 24^0 auf $\infty P\breve{\infty}$ (010). Neben der charakteristischen prismatischen Spaltbarkeit ist die weitere Absonderung nach $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$) hier recht verbreitet, auch Zwillingsbildung nach letzterer Fläche kommt vor. Tritt jene schon früher beschriebene besenartige Ausfaserung an den Enden der Horn-

blendeindividuen ein, so verliert sich diese Theilbarkeit nach P∞ ($\bar{1}$01). (Fig. 5.) Während die Farbe der ausgefaserten Hornblendetheile nicht von der des übrigen Krystalls abweicht, liess sich an den beiderseitigen Fortsetzungen eines Längsschnitts statt dessen Auslöschungsschiefe von 17° nur eine solche von 9° constatiren.

In jener Ausfransung der Hornblende ist das erste Stadium in der Umwandlung dieses Minerals zu erblicken, aus welchem bei Fortschreiten des Processes ein orientirt zur Längserstreckung auslöschendes Faseraggregat entsteht, das nach den schiefergrauen Polarisationstönen mit dem unter Peridotit beschriebenen Chlorit übereinstimmt.

Infiltrationen von Eisenoxydhydrat durchziehen alle Gemengtheile, auch die als Enstatit oder Bronzit anzusprechenden farblosen bis schwach röthlichen Durchschnitte, an denen orientirte Auslöschung zu erkennen ist.

Serpentin, nicht blättchenartig wie in den Schliffen von Cañitas, sondern feinfaserig, ist recht verbreitet. Er ist farblos oder lichtgelbgrün und zeigt die gleiche niedrige Doppelbrechung wie im obigen Gestein, umschliesst auch viele Erzpartikel. Durch erhaltene Reste von Hornblende lässt sich seine Entstehung aus diesem Mineral nachweisen, obgleich allerdings letzteres selbst eventuell aus rhombischem Pyroxen[1] bezw. Olivin abstammen könnte. Rothbraune Reste innerhalb eines Maschennetzes, wie solches für Olivinpseudomorphosen charakteristisch ist, kommen in einem Schliffe vor, ohne dass sich jedoch letzteres Mineral sicher nachweisen liesse.

In dem kräftig doppelbrechenden, schuppigen oder streifigen Talkaggregate sehen wir ein anderes Umwandlungsproduct der gleichen Mineralien. Die jetzt durch Eisenoxydhydrat ausgefüllten typischen Spaltrisse von Hornblende und Pyroxen verzeichnen genau die Herkunft des Talkes.

Das bei der makroskopischen Beschreibung erwähnte glimmerige Mineral mit ausgezeichneter Spaltbarkeit nach 0P (001) zeigt ein sehr wechselndes optisches Verhalten. Die einzelnen Blättchen desselben erscheinen z. Th. optisch positiv

[1] F. Zirkel, Lehrb. d. Petrogr. 1893. I. S. 304: „Secundär geht Strahlstein in Gabbros und diabasischen Gesteinen aus Pyroxenen, theilweise auch aus Olivin hervor."

oder negativ, zweiaxig mit kleinem Axenwinkel und auch einaxig. Vielleicht dürfte ein dem Pennin[1] verwandtes Mineral vorliegen; gegen Brucit bezw. Talk zeigt es wesentliche Unterschiede.

Dichte Massen, die breitere Gesteinsspalten ausfüllen, dürften Speckstein sein. Carbonate, meist wohl kohlensaure Magnesia, sind verbreitet.

Einzelne dieser Stücke sind fast gänzlich zu Serpentin, Chlorit und Talk verwandelt; bei fortschreitender Verwitterung dürften ähnliche Gesteine entstehen, wie solche im Anhange am Schlusse unter Talk- und Chlorit-Aggregate besprochen werden.

Anhang: Gesteine mit Granat, bezw. Skapolith.

Potrero de Garay. Cb.
31° 49′; 64° 31′; 800.

In dem aus zweierlei Material zusammengesetzten Handstücke umschliesst ein mittelkörniges, dioritisches Gestein eine grobkörnige, gabbroartige Partie. Letztere enthält grosse Körner von Granat, der auch in feinen Schnüren Feldspaththeile umgiebt. Hornblende, Chlorit, Plagioklas, Quarz sind ferner vorhanden.

Im Dünnschliffe, aus welchem die Zusammensetzung des Gesteins nur unvollkommen ersichtlich ist, erkennt man die Umwandlung von Granat zu kräftig pleochroitischem Chlorit. Auch unregelmässige Hornblendestreifchen treten in solcher Anordnung auf, dass eine nachträgliche Entstehung derselben aus Granat höchst wahrscheinlich ist, wie solche z. B. B. Kühn[2] beschrieben hat. Der Granat führt Einschlüsse von Plagioklas, Hornblende, Apatit, Erz und Quarz, während letzteres Mineral wieder Hornblendekryställchen beherbergt. Augit dürfte nur durch Zufall im Schliffe fehlen, da er in den anderen vom gleichen Fundpunkte vorliegenden Stücken auftritt.

Salto Rio Tercero. Cb.
32° 11′; 64° 17′; 450.

Das grobkörnige Gestein besteht aus schwarzgrünem Augit, Plagioklas von weisser Farbe, lichtgrauem, fettglän-

---

[1] G. Tschermak, Die Chloritgruppe. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. z. Wien. Math.-naturw. Cl. XCIX. Abth. I. 1890. S. 174—264.

[2] „Untersuchungen an altkrystallinen Schiefergesteinen aus dem Gebiete der argentinischen Republik." Dies. Jahrb. 1891. Beil.-Bd. VII. S. 51.

zendem Quarz und Skapolith, sowie kleinen, gelben Kryställchen von Titanit und Epidot.

U. d. M. sehen wir folgende Mineralien am Gesteinsaufbau theilnehmen:

Ein grasgrüner, monokliner Augit, ohne scharfe krystallographische Begrenzungen, wird gewöhnlich durch einen verschieden breiten Rand von saftgrüner Hornblende, jedoch nicht durchgängig, eingefasst.

Sehr viel Skapolith, mit ausgezeichneter rechtwinkeliger Spaltbarkeit nach dem Prisma, hoher Brechung und starker Doppelbrechung, ist in frischen, grossen Durchschnitten verbreitet. Der optisch negative Charakter des einaxigen Minerals ist leicht festzustellen. Die Entstehung desselben aus dem vorhandenen Plagioklas ist nicht zu beobachten, obgleich jener ganz von Zoisit, Epidot, Kalkspath und Quarz durchwachsen, d. h. verwittert ist. In einzelnen Durchschnitten erscheint der Feldspath in einer eigenartigen Verzahnung mit farblosen, jedenfalls secundären Producten, die starke Brechung bei schwacher Doppelbrechung zeigen. Die Erscheinung erinnert an manche mikropegmatitische, bezw. mikroperthitische Verwachsungen. Das Vorkommen von Zoisit in den gleichen Plagioklaskrystallen schützt vor der Verwechslung mit diesem Mineral. Die Zugehörigkeit liess sich ebensowenig bestimmen, als jene langer, farbloser, nadelartiger Aggregate, welche zu Büscheln zusammentreten, ähnlich wie Sillimanit. Eine typische Nadelform ist nicht vorhanden; einzelne der schmalen Streifchen, die nach ihrer Längserstreckung optisch positiv sind, zeigen einen ausgezackten Rand. Ob wir hier ein glimmeriges Umwandlungsproduct von Sillimanit vor uns haben, oder ob Kalkspath in solcher Weise auftritt, der in grösseren Durchschnitten gleichfalls vorkommt, war nicht festzustellen.

Bei Berührung von Augit und Skapolith tritt ein farbloser, schmaler Rand auf, den ich für secundären Feldspath halten möchte.

Neben Epidot, der tropfenähnliche, längliche Gebilde umschliesst, die von ihm verschiedene Polarisationstöne aufweisen, kommen noch Zoisit, Titanit und Apatit, alle in grossen, deutlichen Krystallen vor.

II. Körnigstreifige Gesteine.

Diese Gesteinsabtheilung besteht aus vorwiegend mittelkörnigen Stücken, an denen, oft erst bei genauerer Betrachtung, eine ungefähr parallele Anordnung der Gemengtheile erkennbar wird. Sie erinnern in ihrem Aussehen auffallend an die eigentlichen Diorite, haben auch die gleichartige Zusammensetzung wie diese. Sie bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und Hornblende, wozu eventuell Quarz, Biotit, Augit, Titanit, Erz, auch Epidot und Zoisit, sowie vereinzelt Granat und Skapolith treten. Die Combination Plagioklas-Augit liegt gleichfalls vor. Die Anordnung der verschieden gefärbten Mineralien zu besonderen Lagen verleiht diesen Gesteinen das körnigstreifige oder gebänderte Aussehen; sie sind von schwarzweisser, schwarzgrüner, auch graugrüner Farbe. Übergänge zu den wellig- oder parallelschieferigen Hornblendegesteinen, welche nicht selten von den gleichen Fundpunkten vorliegen, sind vorhanden.

Die Entstehungsart der vorliegenden Gesteine ist keine einheitliche. Bei einzelnen Vorkommen, z. B. von Agua del Burro, hat ein dioritisches Gestein angrenzenden Hornblendeschiefer derart imprägnirt, dass solcher in eine compactere Masse verwandelt wurde. In anderen Fällen zeigen die Gemengtheile u. d. M. Wirkungen des Gebirgsdruckes, Deformation und Streckung der Krystalle. Während diese Gesteine als geschieferte Diorite aufgefasst werden könnten, fehlen die erwähnten Kennzeichen anderen, makroskopisch recht ähnlichen Stücken; sie haben nur etwas gröberes Korn als die eigentlichen Hornblendeschiefer.

Im Dünnschliffe wird eine reihenweise Anordnung der Gemengtheile gleichfalls erkennbar; mit ihrer Längserstreckung passen sie sich gewöhnlich der Richtung der Schieferung an. Deutliche Krystallformen wurden bei Plagioklas und Quarz nie, bei Hornblende und Augit nur selten constatirt, abgesehen von ihrem Auftreten als kleine Einschlüsse in anderen Gemengtheilen. Orthoklas konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Vielfach erscheint der Plagioklas in Form von Bruchstücken; die charakteristischen Interpositionen und Zwillingsbildungen der Gabbrofeldspathe werden selten bemerkt. Die Hornblende ist gewöhnlich von saftgrüner, auch

bräunlichgrüner, der monokline Augit von blassgrüner Farbe; rhombischer Pyroxen fehlt nicht ganz. Biotit, Epidot, Zoisit, Apatit, Titanit, Rutil, titanhaltiges Erz, in diesen Gesteinen auch Zirkon, sind verbreitet. Die mikropoikilitische Structur ist vielfach zu beobachten, eine Feststellung der Altersbeziehungen schwierig.

a) Gesteine mit Plagioklas und Hornblende, eventuell Quarz, Augit, Biotit führend.

(4) Agua del Burro (Paganzo).		L. R.
	30° 13′; 67° 20′; 950.	
Solca Llanos.		„
	30° 44′; 66° 30′; 700.	
(2) Potrero de Garay.		Cb.
	31° 49′; 64° 31′; 800.	
(3) Cerro de San Ignacio (Cocha).		„
	31° 38′; 64° 34′; 1300.	
Lajas.		„
	33° 9′; 64° 55′; 750.	
Zwischen Lajas und Intiguasi.		„
	33° 6′; 64° 54′; 750.	
Cerro del Valle.		S. L.
	32° 49′; 66° 3′, 2000.	
(2) Cerro Barroso.		„
	32° 58′; 66° 16′; 1600.	
Quebrada del Peñon.		S. J.
	30° 20′; 68° 0′; 1200.	
(2) Zwischen Chaves und Higueritas.		„
	30° 46′; 67° 33′; 1400.	
(3) Zwischen Tambillos und Umango.		L. R.
	28° 55′; 68° 43′; 1900.	
Umgebung von Candelaria.		Cb.
	31° 7′; 64° 52′; 1200.	
Totoral.		S. L.
	33° 4′; 66° 6′; 1150.	

Der gemeinsamen makroskopischen Betrachtung ist nur wenig bei dem Studium der einzelnen Stücke hinzuzufügen. Hervorzuheben ist die innige Durchdringung der Schiefermasse in den Stücken von Agua del Burro durch das diori-

tische Gestein, welches in feinen Lagen parallel zur Schieferung eingeschaltet oder in isolirten Schmitzchen verstreut ist.

Der Wechsel im Mineralbestand bei jedem einzelnen Vorkommen ist ohne besonderes Interesse.

Die meisten Dünnschliffe aus dieser Gesteinsgruppe zeigen Druckwirkungen, Contact dürfte die Ursache von Veränderungen in den Schliffen von Agua del Burro sein. Die Plagioklasdurchschnitte werden dort von langen Biotitstreifchen und zerlappten Hornblenden umflasert und von Quarz durchtrümmert, welcher auch, zu mosaikartigen Partien vereinigt, auftritt. Die mikropoikilitische Structur fehlt nicht. Sehr verbreitet ist Titanit in grossen, unregelmässig begrenzten, ganz ungleich gefärbten Durchschnitten, die vielfache Zwillingsbildung, vielleicht nach $\frac{1}{6}\grave{P}4$ ($\bar{1}45$)[1] zeigen.

Im ähnlich zusammengesetzten Schliffe von Solca ist die Streckung der einzelnen Gemengtheile noch deutlicher; besonders die Hornblende ist an den Enden wie zerzaust und zerfasert. Jetzt mit Carbonat ausgefüllte Sprünge durchziehen das Gestein. Erzkörner, an deren Rand sich manchmal Rutilkryställchen angesetzt haben, werden zusammen von Titanit (Leukoxen) umschlossen. Quarz tritt zurück; in den Schliffen aus Potrero de Garay und Cerro de San Ignacio fehlt er, wie Biotit, fast gänzlich. In beiden letzteren Vorkommen stellt sich dagegen ein lichtgrüner monokliner Augit ein neben Hornblende, welche ersteren auch in kleinen, saftgrünen Flecken durchwächst. Zoisit erscheint im Gesteine von San Ignacio als schmaler, äusserer Rand von Plagioklaskörnern; es ist der Beginn der Saussuritisirung. Erz fehlt hier fast gänzlich. Die Deformation der einzelnen Mineralien macht sich in höherem Maasse geltend; die Zerbrechungen der Plagioklaskrystalle, die Bildung undulös auslöschender Lamellenzüge fallen auf. Besonders hervorzuheben ist eine Beobachtung aus den Schliffen der Gesteine von Cerro de San Ignacio, Lajas, Zwischen Lajas und Intiguasi, sowie Cerro del Valle. An einer Anzahl, wohl der basischen Reihe der Plagioklase zugehörigen Krystalle ist eine äusserst feine

[1] K. Busz, Beitrag zur Kenntniss des Titanit. Dies. Jahrb. 1887. Beil.-Bd. V. S. 330.



Faserbildung bemerkbar, die jener vielfach vom Orthoklas beschriebenen ähnlich ist. Während jedoch dort die eingelagerten Albitkörperchen durch ihre Einwirkung auf das polarisirte Licht erkennbar werden, ist in unserem Falle **keine** Differenz zu constatiren. Wir sehen die parallelen feinen Fasern mit ihrer Längserstreckung gewöhnlich schief gegen die Zwillingsgrenze der Albitlamellen gerichtet, jedoch derartig (Fig. 10), dass in zwei neben einander liegenden Zwillingsindividuen die Neigung zwar ungefähr unter gleichem Winkel, aber entgegengesetzt verläuft, so dass dachartige Gebilde oder im Zickzack verlaufende Linien entstehen. Da an einem Durchschnitte, der ungefähr dem vorderen Pinakoid des Plagioklases entsprechen wird (Spaltbarkeit nach 0P (001) und $\infty P\breve{\infty}$ (010) ist zusammen mit der Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz zu beobachten), diese Schiefe mit ca. 20° gegen die c Axe des Feldspaths (Schliff aus Cerro del Valle) gemessen werden konnte, in anderen Schnittlagen, wohl nach der Basis, die Faserung aber parallel zu den Zwillingsgrenzen verläuft, ist eine Fläche $m{,}P'\breve{\infty}$ (o . k . l), ungefähr $4{,}P'\breve{\infty}$ (041) als diejenige zu betrachten, nach der die Einlagerung erfolgte. Eine gelegentlich beobachtete zweite Faserung, fast senkrecht zur ersten, fand ihre Aufklärung durch das Vorkommen einzelner Periklinlamellen, auf deren Ausdehnung jenes System beschränkt blieb. Die Faserung ist nicht immer im ganzen Durchschnitte und überhaupt nur mit starker Vergrösserung bemerkbar; Anwendung der Condensorlinse bei gesenktem unteren Nicol erleichtert deren Auffindung.

Die Schliffe aus Lajas und Cerro del Valle[1] sind reich an Quarz; eine Menge kleiner, oft wohlbegrenzter Kryställchen desselben umschliesst die bräunlichgrüne Hornblende des letzteren Gesteins.

Auch bei der Hornblende der Gesteine von Quebrada del Peñon, Zw. Chaves und Higueritas, sowie Cerro de Barroso stellen sich Druckerscheinungen ein. Wir finden Zerbrechungen der Krystalle, eine Ausfaserung an den Rändern und undulöse Auslöschung. Letztere geht in dem Schliffe aus dem

[1] Ein neu angefertigter Schliff zeigt das Vorhandensein von monoklinem Augit auch in diesem Gesteine.

einen Stücke von Barroso allmählich in Zwillingsbildung über. Ein Durchschnitt zerfällt zu verschiedenartig auslöschenden Streifen; im nächsten sehen wir feine Lamellen, welche sich nach einer Seite hin verlieren, während in einem dritten Krystalle mehr als 20 solcher Individuen erkennbar sind, deren Zwillingsgrenze eine Schiefe von ca. 10° gegen den Verlauf der prismatischen Spaltbarkeit zeigt. Es dürfte demnach Zwillingsbildung nach ∞P∞ (100) vorliegen. Einzelne grössere Hornblendedurchschnitte werden manchmal von einem Kranze anders orientirter Kryställchen eingefasst. Sehr kleine Quarz- und Feldspathkörner bilden in diesem Schliffe eine Art Untergrund; man wird an die Mörtelstructur des Gneiss erinnert.

Von den 2 Stücken von Zw. Chaves und Higueritas, einem Fundpunkte, der uns schon eine Reihe verschiedenartiger Gesteine lieferte, welche alle vom Sammler als lagerartige Gänge im Gneiss bezeichnet wurden, zeigt das eine die oft erwähnte mikropoikilitische Structur. Dieses ist reich an Quarz, Eisenkies, der vielfach durch anderes Erz umsäumt wird und frisch aussehendem Plagioklas. Diese Mineralien treten fast gänzlich zurück in dem Schliffe des makroskopisch ähnlichen zweiten Stückes; speciell der Plagioklas ist nahezu verschwunden unter einem faserigen Geäder von Zoisit, welches an manche granophyrische Verwachsungen zwischen Quarz und Feldspath erinnert.

Die schwachgeschieferten 3 Stücke von Zw. Tambillos und Umango enthalten grössere Partien von Quarz und etwas Feldspath, die dem ursprünglichen Gesteine fremd sein dürften. Die Schliffe zeigen z. Th. überwiegend Hornblende, z. Th. viel Quarz und Feldspath mit Druckerscheinungen. Erz ist sehr reichlich, auch Titanit.

In den ähnlich zusammengesetzten Schliffen der Gesteine aus der Umgebung von Candelaria und Totoral fehlen die Druckerscheinungen fast völlig. Die Mineralassociation derselben bietet wenig Bemerkenswerthes; vielleicht interessirt die Angabe bezüglich der Schwierigkeit in der Altersbestimmung, dass ein Quarzeinschluss innerhalb eines grösseren Hornblendedurchschnittes wieder ein kleines Kryställchen des letzteren Minerals umschliesst.

Anhang: α) Gesteine, charakterisirt durch Führung von Epidot und Zoisit.

(2) Cano. Cb.
32° 38′; 64° 39′; 650.
Rio Espinillos. „
31° 49′; 64° 34′; 800.
Ojo del Agua del Toto. „
31° 12′; 65° 15′; 950.

Reichthum an Epidot kennzeichnet diese kleine Gruppe, doch ist die Hornblende in den recht verschiedenartigen Gesteinen vorwaltend. Auch die einzelnen Handstücke selbst sind ungleichmässig zusammengesetzt; es wechseln körnig-streifige Partien mit solchen, die den Habitus der regellos-körnigen Eruptivgesteine besitzen, eventuell Einschlüsse sind (Ojo del Agua). Die Detailschilderung dieser Verhältnisse würde zu weit führen.

In den verschiedenen Dünnschliffen sind alle Stadien der Umwandlung von Plagioklas und Hornblende zu einem Gemenge von Epidot und Zoisit zu verfolgen. Gewöhnlich umgiebt schwefelgelb gefärbter Epidot den farblosen Zoisit, doch sind beliebige Verwachsungen häufig; auch Zonarstructur und Zwillingsbildungen, entsprechend der früheren Schilderung unter Epidotfels, liegen vor.

Während über die Saussuritisirung des Plagioklases kaum noch etwas Weiteres zu sagen ist, ist bezüglich der Umwandlung der Hornblende zu bemerken, dass im ersten Schliffe von Cano innerhalb derer grossen saftgrünen Durchschnitte heller gefärbte Stellen vorkommen, welche zwar noch die charakteristische Auslöschungsschiefe haben, jedoch mit Epidot, Zoisit und Quarzkörnern angefüllt sind. Im Schliffe aus dem stark veränderten zweiten Stücke vom nämlichen Fundpunkte sehen wir nur noch geringe lichtgrüne Hornblendereste innerhalb grosser Mengen von Epidot und Zoisit liegen. Selbst die Erzkörner, die meist von Titanit (Leukoxen) umrandet werden, durchzieht Epidot auf Rissen.

In den Schliffen von Espinillos werden die Erscheinungen noch complicirter durch Vorkommen von Chlorit und Quarz, welch letzterer sich in unzähligen gerundeten Körnchen in der

Hornblende angesiedelt hat, sowie in Form feiner Tropfen oder sich verzweigender Adern im Epidot.

In der grobkörnigen Partie aus dem Stücke von Ojo del Agua sehen wir die Umwandlung grosser Durchschnitte von monoklinem Augit in fleckig grüne Hornblende. Diese wird von Zoisit und Epidot in breiten, unregelmässigen Bändern durchzogen, und auch im gabbroartigen Feldspath erkennt man ein Adernetz secundärer Producte. Einzelne Zoisitkörner werden von Titanit umgeben, welcher hier z. Th. jünger als ersteres Mineral sein muss.

β) Gesteine, charakterisirt durch Führung von Granat, bezw. Skapolith.

Mina Solitaria, Agua Negra, nördl. Jaguel. L. R.
28° 10′; 68° 35′; 2300.
Hornillos nordwestlich. „
29° 14′; 68° 24′; 1300.

Das Handstück von Solitaria zeigt verschiedene Färbungen — schwarzgrün und gelbgrün — auf den sich gegenüberliegenden Seiten; es ist ungleich körnig, etwas geschiefert und besteht aus Hornblende, Augit, Plagioklas, der in gelbweissen Schmitzen angehäuft ist, mit zahlreichen, honiggelben Titanitkryställchen vergesellschaftet, sowie Granat, Epidot und Eisenkies.

Im Dünnschliffe sehen wir ausser gelbgrüner, compacter Hornblende eine lichtblaugrüne, uralitische. Der blassgrüne, monokline Augit lässt eine Absonderung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) erkennen; der Plagioklas ist saussuritisirt. Die lichtrothen Körner des Granats sind reich an Einschlüssen, z. Th. von Quarz; auf Rissen hat sich Chlorit und grüne Hornblende angesetzt. Eine Umwandlung zu Epidot ist manchmal an den im Feldspath eingeschlossenen Granaten zu beobachten. Von accessorischen Mineralien sind Titanit, grosse Krystalle von Apatit, auch Zirkon zu erwähnen. Titaneisenerz, sowie Eisenkies, der von Magnetit[1], zuweilen auch Eisenglanz umrandet

[1] Vielleicht auch Martit. L. Brackebusch, Bol. Acad. d. Ciencias d. Cordoba. II. S. 1 ff., sowie Rosenbusch, Credner, Wedding beschreiben eine derartige Umwandlung.

wird, sind gleichfalls vorhanden; Körner von Epidot setzen sich gerne an letzteres Mineral an.

Ein von der entgegengesetzten Seite des Stückes entnommener Dünnschliff besteht fast ausschliesslich aus secundären Mineralien, uralitischer Hornblende, Zoisit und Epidot, Titanit und Kaolin.

Das Gestein von Hornillos gleicht den vom nämlichen Fundpunkte vorliegenden Hornblendeschiefern, sieht jedoch wie verkieselt aus. Es ist mittelkörnig, schwarzweiss; Hornblende, etwas Biotit, Plagioklas, Quarz, Titanit, Epidot, Skapolith und Erz sind seine Bestandtheile.

Die Dünnschliffe lassen uns eine Reihe von Umwandlungsvorgängen erkennen, die die Entstehung des Skapolith aus dem stark verwitterten Plagioklas sehr wahrscheinlich machen. Der Skapolith selbst zeigt die schon früher geschilderten Eigenschaften. Quarz ist in grosser Menge vorhanden und reich an Einschlüssen von Zirkon, Biotit, Titaneisenglimmer etc. Grasgrüne Hornblende, Biotit, Titanit, Erz, Apatit, sowie eine Menge secundärer Producte, wie Epidot, Zoisit, ein lichter Glimmer, Kalkspath u. s. w., nehmen an der Zusammensetzung Theil. Das titanhaltige Erz umschliesst Körnchen von Quarz und anderen Mineralien.

b) Gesteine mit Plagioklas und monoklinem Augit.

(4) Icbacruz. Cb.

31° 31′; 64° 44′; 1300.

Die mittelkörnigen graugrünen Stücke sind wenig geschiefert; sie bestehen aus grünem Augit, weissem Plagioklas und sehr viel Titanit in bräunlichen Kryställchen.

U. d. M. ist ein farbloser bis schwach lichtgrüner monokliner Augit als Hauptbestandtheil bestimmbar. Mit ihm zusammen erscheint Plagioklas, der sowohl kleine Kryställchen von Augit, als auch von Titanit umschliesst. Letzteres Mineral ist recht verbreitet, Epidot, Zoisit, Quarz, Apatit sind nur in wenigen Körnern nachweisbar, Hornblende fehlt gänzlich.

Nur einzelne Augite zeigen eine idiomorphe Begrenzung; meist wechseln unregelmässige Körner desselben von gedrungener Form mit Plagioklasbruchstücken von verschiedener Grösse. An eine ophitische Structur ist nicht zu denken,

aber auch die Zertrümmerung des Feldspaths an Ort und Stelle ausgeschlossen, da weder zusammengehörige Theile, noch undulöse Auslöschung vorkommen.

Anhang: Gesteine, charakterisirt durch Führung von rhombischem Pyroxen.

Higueras Vallecito, westl. San Francisco. S. L.
32^0 34′; 66^0 13′; 850.

Das kleine dünnplattige Stück zeigt Ähnlichkeit mit den Noriten vom gleichen Fundpunkte, aber ungleichartige Ausbildung auf den verschiedenen Seiten.

Im Dünnschliffe tritt die Schieferung deutlich durch parallele Anordnung eines feinkörnigen Gemenges von Feldspath und Quarz hervor. Der Plagioklas hat verhältnissmässig hohe Doppelbrechung, aber nicht immer Zwillingsbildung und wird dann dem Quarz recht ähnlich, da er von grosser Frische ist. Der lichtgrüne monokline Augit ist mit blassgrün bis lichtröthlich pleochroitischem Hypersthen verwachsen; beide Mineralien durchdringen sich gegenseitig; die c Axe ist ihnen gemeinsam, wie sie auch zusammen von Hornblende umrandet werden.

Nur im monoklinen Augit haben sich kleine grünliche Hornblendefleckchen angesiedelt, während der Hypersthen die bekannten braunen Blättchen von Titaneisenglimmer führt. Erzkörnchen sind verbreitet.

Zwischen Pozuelos und Peñas. Cb.
33^0 41′; 65^0 0′; 700.

Eine Sonderstellung nimmt dieses schwach geschieferte, feinkörnige Gestein dadurch ein, dass grosse glasglänzende Plagioklase porphyrisch hervortreten.

Im Dünnschliffe sehen wir ein feinkörniges Gemenge aus gelbgrüner Hornblende, Plagioklas und Erz in ungefähr paralleler Richtung angeordnet. Dazwischen liegen grosse Einschlüsse (?) von Plagioklas, welcher durch Staubeinlagerungen bräunlich gefärbt erscheint. Druckwirkungen äussern sich in der Bildung eigenartiger Lamellenzüge, die nur an einzelnen Ecken sich einstellen. Grössere Hornblendekrystalle, die von dem Feldspathe umschlossen werden, sind durch

Mikrolithenschwärme des gleichen Minerals unter einander verbunden. An jenen Stellen, wo Hunderte dieser kleinen Gebilde zusammengeschaart sind, ist der braune Staub verschwunden, der Feldspath erscheint dort farblos.

III. Parallelschieferige Gesteine.

a) Hornblendeschiefer.

Die grosse Abtheilung der Hornblendeschiefer umfasst jene meist feinkörnigen Gesteine, die aus parallelen oder schwach wellenförmigen Lagen von Hornblende und, dagegen an Quantität zurücktretend, aus Feldspath, eventuell Augit, Epidot, Biotit und Quarz, sowie accessorischen Mineralien bestehen. Da die einzelnen Gemengtheile gewöhnlich mit ihrer Längserstreckung auf der Schieferfläche liegen, erhalten die Stücke ein feinstreifiges Aussehen. Nur vereinzelt, wie in dem Stück von San José del Morro, sind fast sämmtliche Hornblendekryställchen unter sich linear parallel gerichtet. In der Form kleiner, gedrungener Säulchen erscheint dieses wichtige Mineral in dem einen Stücke von Cuesta de Yojango; durch Vorherrschen zweier Dimensionen — Länge und Breite — wird es blattartig; häufig tritt es jedoch auch in nadelartigen, bezw. faserigen Gebilden auf, wie z. B. in dem graugrünen Gesteine von Vallecito. Die gewöhnliche Farbe der Stücke ist schwarzgrün, auch schwarzgrau, gelbgrün bei Vorherrschen von Epidot; nur in dem Gestein von Mina Tauro ist ein kupfergrüner Überzug (Malachit) sichtbar.

U. d. M. ist eine deutliche, lagenförmige Anordnung der Gemengtheile zu erkennen; charakteristisch sind die bruchstückartigen Formen der Feldspathe. Krystallographische Begrenzung fehlt denselben völlig, doch schliesst das Vorhandensein scharfkantiger Ecken die Möglichkeit aus, dass diese Gesteine den gewöhnlichen Detritussedimenten analoge Bildungen seien; auch der gänzliche Mangel eines die einzelnen Körner verkittenden Cements spricht dagegen. Da aber die Druckerscheinungen, welche bei den körnigstreifigen Einlagerungen so verbreitet sind, in den eigentlichen Hornblendeschiefern fast völlig fehlen, so entbehrt auch die Annahme ihrer Entstehung aus dioritischen Gesteinen durch Dynamometamorphismus der Begründung. Das Vorkommen von un-

dulöser Auslöschung in wenigen Schliffen findet in einfacher Weise seine Erklärung durch Gebirgsdruck, dem die fertigen Schiefer unterworfen waren, weil andernfalls aus den zerquetschten Theilen des Feldspaths sich die ursprüngliche Form und Grösse einigermaassen reconstruiren lassen würde. Diese bei gequetschten Graniten und Gneiss so häufige Erscheinung liess sich hier nie constatiren, ebensowenig das damit in Verbindung stehende Ausziehen der farbigen Gemengtheile zu schmalen Strähnen. Am Schlusse dieser Abhandlung wird uns die gleiche Frage noch beschäftigen.

Eigenartig sind auch die Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Mineralien. Die Hornblende umschliesst ungefähr mit gleicher Regelmässigkeit kleine Kryställchen von Plagioklas und Quarz, wie sie selbst als Einschluss in diesen Gemengtheilen auftritt; ja, sogar im Apatit, Titanit und Erz findet sie sich (Pinas, Cb.). Die so vielfach erwähnte Contactstructur scheint nur in wenigen Fällen vorzuliegen (Ojo del Agua, Mina Tauro (Fig. 2)), da für gewöhnlich die typische Vielheit der Einschlüsse fehlt.

Bei der Betrachtung der einzelnen Gemengtheile finden wir, dass der Feldspath vielfach von grosser Frische ist. Nur Plagioklas konnte sicher nachgewiesen werden, der Zwillingsbildung nach dem Albit- und seltener damit zusammen Periklingesetz zeigt. Zonarstructur wurde nicht beobachtet, auch die typischen Gabbrofeldspathe fehlen. Ein Feldspath ohne Zwillingsbildung ist keineswegs selten; er stimmt jedoch in seinem Charakter so völlig mit dem in den gleichen Schliffen auftretenden Plagioklas überein, der manchmal auch nur einzelne breite Lamellen aufweist, dass ich das Vorhandensein von Orthoklas für nicht wahrscheinlich halte. Die Faserung der Plagioklase, wie bei der vorigen Gruppe beschrieben, konnte hier nicht constatirt werden.

Die Hornblende ist meist von saftgrüner Farbe, doch liegen alle möglichen Nüancen bis zu dunkelbraunen Tönen vor. Aus farbloser Hornblende in feinen Nadeln sind einige Stücke von Vallecito zusammengesetzt; andere Vorkommen haben die gleiche Nadelform — Strahlsteincharakter —, aber grüne und bräunliche Farben. In dem schon erwähnten Stück von San José del Morro zeigen die hier tafelförmigen grünen

Hornblenden fast sämmtlich deutliche krystallographische Begrenzung in der Prismenzone (Fig. 12).

Der monokline Augit ist in einer Reihe von Handstücken verbreitet, jedoch gegen die in den gleichen Schliffen vorkommende Hornblende an Menge zurücktretend; seine Farbe ist blassgrün.

Biotit ist nur in wenigen Stücken von Bedeutung; ebenso der Quarz. Epidot und Zoisit werden für eine kleine Gruppe durch ihre Menge wesentlich.

Rhombischer Pyroxen, Olivin, Spinell sind für vereinzelte Gesteine charakteristisch. Titanit, Erz, Apatit sind verbreitet, Rutil, Zirkon und verschiedene secundäre Mineralien kommen vor.

Das recht umfangreiche Gesteinsmaterial dieser Abtheilung wurde zur Einzelbetrachtung in mehrere Gruppen zerlegt.

Den eigentlichen Hornblendeschiefern, die nach der Farbe dieses Minerals weiter getrennt werden, schliessen sich jene Stücke an, die reichlich Epidot und Zoisit, sodann jene, die monoklinen, bezw. rhombischen Pyroxen führen. Ausschliesslich wegen der nadelartigen Form ihrer Krystalle wurde die Gruppe der strahlsteinartigen Schiefer abgeschieden, welche z. Th. gleichfalls Gehalt an Augit etc. aufzuweisen haben.

1. Gesteine mit gemeiner Hornblende.

α) Mit grüner Hornblende.

(2) Cuesta de Yojango. C.
28° 0′; 66° 5′; 3350.

(2) Hornillos, nordwestlich. L. R.
29° 14′; 68° 24′; 1300.

(3) Los Gatos, nördlich Umango. „
28° 46′; 68° 35′; 2550.

Champaqui. Cb.
31° 56′; 64° 58′; 2650.

Rio Grande, Paso del Hidalgo. „
32° 13′; 64° 32′; 600.

Pinas. „
31° 9′; 65° 30′; 500.

Malagueño. „
31° 27′; 64° 23′; 550.

(3) Mina Tauro, südlich Rio Segundo. Cb.
31° 52′; 64° 28′; 900.
Pampa de San Luis. „
31° 16′; 64° 47′; 1900.
San Francisco zum Monigote. S. L.
32° 38′; 65° 8′; 850.
San Francisco nach Chilca. „
32° 38′; 66° 11′; 1000.
Nördlich San José del Morro. „
33° 11′; 65° 32′; 1200.

Zu den vorherigen allgemeinen Angaben ist bezüglich des makroskopischen Befunds kaum etwas hinzuzufügen; für die Betrachtung u. d. M. ist noch Folgendes zu bemerken:

Während der eine Schliff von Cuesta de Yojango fast ausschliesslich aus stark zersetztem Feldspath und unregelmässigen Hornblendedurchschnitten besteht, zeigt der Schliff vom zweiten Stücke vielfach krystallographische Begrenzung bei letzterem, gegen die übrigen Gemengtheile weit vorherrschendem Minerale. Einschlüsse von Titanit und Zirkon werden durch pleochroitische Höfe umgeben; das Erz, wohl Magnetit, umschliesst Apatit, Quarz und Hornblende.

In den ähnlichen Schliffen von Hornillos nimmt der Gehalt an Quarz ganz wesentlich zu und etwas Biotit stellt sich ein. Dagegen ist bei der Frische der Plagioklasbruchstücke nichts von Skapolith zu erkennen, der sich in dem früher beschriebenen Stücke vom gleichen Fundpunkte vorfand.

Die Schliffe aus Los Gatos erinnern an jene der körnigstreifigen Gesteine, da Druckerscheinungen nicht fehlen und frühere Sprünge zu erkennen sind, welche die Hornblenden u. s. w. auseinanderrissen, jetzt aber durch secundäre Mineralien wieder ausgefüllt sind. Die grossen Hornblendedurchschnitte des einen Stückes sind alle mit strichförmigen Erzmikrolithen angefüllt, welche jedoch sowohl in dem Schliffe aus dem zweiten, als auch in dem später zu besprechenden augithaltigen Stücke fehlen. Nur im ersteren sind Titanit und Erzkörner verbreitet; im anderen sehen die Hornblenden wie zerzaust aus.

In dem Schliffe von Champaqui ist die Umwandlung von

Hornblende zu Biotit wahrscheinlich; auch secundärer Titanit ist vorhanden als Rand um Erz.

Durch die Frische ihrer Gemengtheile fallen die Schliffe von Rio Grande und Pinas auf; die Einschlüsse von Hornblendekryställchen im Apatit und Titanit des letzteren Gesteins wurden schon erwähnt.

Die z. Th. mit einer Malachitkruste bedeckten Stücke von Mina Tauro zeigen im Schliffe Verschiedenheiten. Der eine besteht aus kleinen, oft gut begrenzten Hornblendekryställchen und grösseren Plagioklasdurchschnitten, sowie Erz, Titanit und Rutil; er erinnert an Diorit. Der zweite zeigt unregelmässig zerlappte Formen für die Hornblende, deren grössere Durchschnitte in ausgezeichneter Weise die mikropoikilitische Durchwachsung mit Quarzkörnchen erkennen lassen, die vielfach selbst wieder Hornblendekryställchen umschliessen (Fig. 2). Zoisit, Epidot und Titanit sind reichlich vorhanden, auch Malachit ist nachweisbar.

Der Schliff aus Pampa de San Luis bietet nichts Neues, dagegen zeigt jener von San Francisco nach Chilca eine Ausquetschung von Quarz und Feldspath entsprechend der Schieferung. Im gewöhnlichen Lichte einheitliche Massen zerfallen bei + Nicols zu Haufen undulös auslöschender Körner. Äusserst dicht geschaarte Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, aber mit verwaschenen Contouren, erinnern an durch Druck hervorgerufene Zwillingsbildungen. Einzelne Durchschnitte sind bräunlich gefärbt durch eingelagerte Mikrolithen. Auch schmale, von Erzkörnern ausgehende Streifchen von Eisenglanz mit etwas Rutil ziehen sich der Schieferung parallel.

Keinerlei Druckwirkungen lässt dagegen der Schliff aus San José del Morro erkennen, dessen nach der b und c Axe breittafeligen Hornblenden eine solche Ursache vermuthen lassen könnten. Diese in der Prismenzone wohl ausgebildeten Kryställchen weisen in dem senkrecht zur Schieferung geführten Schliffe (Fig. 12) fast alle ihre c Axe dem Beschauer zu, sind linear parallel angeordnet. Sie legen sich mit ihren Prismenflächen so eng aneinander, dass nesterartige Anhäufungen entstehen. Eigenthümlich sehen zwischen den aus solchen deutlich begrenzten Individuen bestehenden Lagen die bruchstückartigen Plagioklase aus. Das seitliche Pina-

koid ist bei diesen Hornblenden sehr selten, das vordere, nach welchem auch Zwillingsbildung erfolgt, häufig ausgebildet. Titanitkörner sind verbreitet, Quarz und Erz fehlen fast ganz.

β) Mit bräunlicher Hornblende.

(2) Casadero nach Tamberia. C.
27° 15'; 68° 14'; 3500.
Avalos. Cb.
31° 5'; 64° 47'; 1250.
(2) Characate. „
31° 6'; 64° 46'; 1450.
Zwischen Characate und Avalos. „
31° 5'; 64° 46'; 1300.
(2) Yuspe Candelaria. „
31° 5'; 64° 54'; 1000.
(2) Manantial Lindo. S. L.
32° 39'; 65° 51'; 1200.
Laguna Brava. „
32° 47'; 66° 2'; 1600.

Nur unbedeutend ist der Unterschied gegen die Gesteine der vorhergehenden Abtheilung. Die gelbgrüne Farbe der Hornblende in den Schliffen von Casadero geht in bräunlichgrün bei jenen von Avalos und Characate über. Sie zeigt hier einen lichtsaftgrünen schmalen Saum, der an den dunkelolivengrünen Durchschnitten aus „Zwischen Characate und Avalos" noch deutlicher hervortritt. Einen breiten, lichtgrünen Rand haben die Hornblenden von Yuspe, und von nussbrauner Farbe sind jene von Laguna Brava. Bei einzelnen Krystallen von Manantial Lindo ist die Absonderung nach P∞ (Ī01) zu bemerken. Die prismatische Spaltbarkeit der Hornblende tritt bei manchen Durchschnitten der Schliffe von Avalos und Characate oft ganz zurück.

Biotit, der nach der Art seines Auftretens secundär aus der Hornblende entstanden sein wird, kommt nur in den Schliffen von Casadero vor. Quarz findet sich öfters, Titanit ist verbreitet, auch als Rand um titanhaltiges Erz, während in anderen Schliffen Magnetit auftritt. Der bruchstückartige Charakter wird besonders am Plagioklas erkennbar, der keinen Anlass zur speciellen Besprechung bietet. Druckerscheinungen

fehlen; die Schieferung ist jedoch stets deutlich. Ein wechselseitiges Umschliessen von Hornblende und Plagioklas ist auch hier zu constatiren.

Anhang: *α*) Gesteine, charakterisirt durch Führung von Epidot und Zoisit.

	Papachacra.			C.
	27° 2′;	66° 58′;	2250.	
	Morro, östlich.			S. L.
	33° 11′;	65° 25′;	1200.	
(3)	Cerro del Morro.			„
	33° 10′;	65° 27′;	1300.	
	Cerros de Rosario.			„
	32° 59′;	65° 42′;	1200.	

Die Stücke bestehen mit Ausnahme des sehr feinschieferigen Gesteins von Papachacra aus mittelkörnigen Lagen von schwarzgrüner, faseriger Hornblende und gelbgrünem Epidot, zu welchen sich etwas Feldspath, Chlorit, Erz, und im Stücke von Rosario randlich eine grössere Masse von Quarz gesellt.

U. d. M. erweist sich Epidot, mit dem Zoisit fast stets vergesellschaftet ist, als vorherrschender Gemengtheil. Als sehr feinkörnige Aggregate finden sich diese Mineralien in dem Schliffe von Papachacra zusammen mit etwas Quarz und schilfiger blaugrüner Hornblende. In schmalen Kränzen umranden sie die saussuritisirten Feldspathe der Schliffe von Morro östlich, und in ähnlicher Weise findet eine Umwandlung der compacten gelbgrünen Hornblende statt, von welcher zunächst einzelne Theile entfärbt werden, die noch idente Auslöschung erkennen lassen. Bildung von Chlorit aus Hornblende, von Kaolin oder ähnlichen Producten aus Feldspath ist noch zu beobachten. Titanit ist verbreitet.

Die übrigen Schliffe sind fast ausschliesslich aus grossen Epidotkrystallen zusammengesetzt, zu welchen sich schilfige Hornblende gesellt. Der Epidot zeigt ganz ungleichmässige Färbungen, auch am gleichen Durchschnitte; die Töne variiren zwischen schwefelgelb und farblos. Zwillingsbildungen sind häufig, auffallend jene, wo in dem einen Individuum eine stark zur Zwillingsgrenze geneigte Spaltrichtung auftritt, welche

im anderen fehlt. Für eine zufällige Schnittlage ist der Fall zu häufig; es wäre möglich, dass die Schnittfläche der besten Spaltbarkeit des einen Krystalls entspräche, welche in diesem selbst natürlich nicht zum Ausdruck gelangte.

Zoisit, reichlich Titanit und Erz, etwas Plagioklas, Quarz und Apatit sind ferner vorhanden.

β) Gesteine, charakterisirt durch Führung von monoklinem Augit.

(2) Los Gatos, nördl. Umango. L. R.
28° 46′; 68° 35′; 2550.
Cunicuto östl. S. Marcos. Cb.
30° 50′; 64° 36′; 650.
Cañada de Albarez. „
32° 22′; 64° 36′; 650.
(2) Umgebung von Candelaria. „
31° 7′; 64° 52′; 1200.
Characate. „
31° 6′; 64° 46′; 1450.

Sowohl die Handstücke, als auch die Dünnschliffe stimmen mit den schon früher betrachteten Gesteinen, die vielfach von den gleichen Fundpunkten vorlagen, überein, nur tritt hier monokliner Augit neu hinzu; einzelne Gesteinslagen setzt er fast ausschliesslich zusammen. Er ist von blassgrüner Farbe und zeigt nur schwache Doppelbrechung in den Schliffen von Gatos und Candelaria im Gegensatz zu den sonstigen hohen Polarisationstönen. Vielfach ist er von kleinen grünen Hornblendefleckchen durchwachsen, die in dem sehr frischen Gestein von Cañada de Albarez häufig deutliche krystallographische Begrenzung erkennen lassen. Bei dem Augit dieses Schliffes tritt zu der prismatischen Spaltbarkeit noch Theilbarkeit nach beiden verticalen Pinakoiden, wodurch manche der Spaltwinkel jenen der Hornblende ähnlich werden. Die Farbe des letzteren Minerals schwankt in den verschiedenen Schliffen zwischen saftgrünen und bräunlichen Tönen. Krystallbegrenzungen sind selten, speciell der Plagioklas erscheint in Form von Bruchstücken. Einzelne seiner Durchschnitte im Schliffe von Candelaria sind wie gespickt mit kleinen Kryställchen von Hornblende, Quarz und Erz.

Titanit und Erz sind häufig, Quarz, Epidot, Zoisit selten vorhanden; Biotit fehlt ganz.

γ) Gesteine, charakterisirt durch Führung von rhombischem Pyroxen.

Calamuchita. Cb.
32° 16′; 64° 32′; 600.
Viraorco. S. L.
33° 6′; 66° 8′; 1200.

Zu der braunen Hornblende, welche mit Plagioklas zusammen das Gestein von Calamuchita bildet, gesellen sich wenige Körner von Hypersthen, die nur im Dünnschliffe erkennbar werden.

Das Stück von Viraorco besteht aus kleinen hellgrünen Hornblendeindividuen, zwischen welchen Hypersthenkörner reichlich verstreut sind. Auf monoklinen Augit sind andere, fast farblose Durchschnitte mit hohem Relief zu beziehen, da Olivingehalt sich durch Ätzen des Schliffes mit Salzsäure nicht nachweisen liess. Nur Erzkörner sind noch vorhanden; alle übrigen Mineralien, auch der Feldspath, scheinen hier zu fehlen.

2. Gesteine mit aktinolithischer Hornblende.

Nicht etwa nach ihrer chemischen Zusammensetzung, sondern nur nach dem Auftreten der Hornblende in Form nadelartiger Krystalle oder feiner Fasern im Handstücke wurde diese Gruppe zusammengestellt. Die Mineralcombinationen sind ähnlich denen der früheren Abtheilungen.

(3) Agua Negra, südlich Hoyada. C.
27° 0′; 67° 50′; 2100.
San Francisco zum Monigote. S. L.
32° 38′; 65° 8′; 850.
Boca del Rio, südl. Estanzuela. „
33° 0′; 65° 5′; 1150.
(2) Estanzuela. „
32° 49′; 65° 4′; 1100.

Die feinschieferigen, z. Th. plattigen schwarzgrünen Gesteine sind fast ausschliesslich aus Hornblende zusammengesetzt, nur in dem Stücke von San Francisco, einem Fundpunkte, der schon in verschiedenen Gruppen vertreten war, findet sich daneben Biotit in grösseren Blättchen. Feldspath und andere Mineralien werden kaum bemerkt.

U. d. M. sehen wir lange, schmale Hornblendesäulen mit ihrer Längserstreckung meist parallel zur Schieferung gerichtet. Eine unregelmässige Quergliederung, sowie eine feine Längsstreifung ist wiederholt erkennbar. In den Schliffen von Agua Negra und San Francisco ist diese strahlsteinartige Hornblende saftgrün bis grasgrün pleochroitisch, in jenen von Estanzuela fleckig olivengrün bis bräunlichgrün; dagegen wechselt die Farbe der Kryställchen in Boca del Rio zwischen gelbbräunlich und rehbraun. Die Auslöschungsschiefen schwanken zwischen 15° und 20° auf Schnitten nach ∞P∞̆ (010).

Während Plagioklas und Quarz im Schliffe von Agua Negra eine Art Untergrund für die Hornblendenadeln bilden, sehen wir Epidot und Zoisit in ähnlichen Formen, wie letztere, geradezu einer Fortsetzung deren Stengel entsprechend. Hier findet sich Titanit, im Schliffe von San Francisco Rutil am Rande von Erzkörnern. Auch in den grossen Biotitblättchen des letzteren Schliffes, die eigenthümlicherweise oft quer zur Schieferung gerichtet sind, kehrt der Rutil wieder, sowohl in Form langer, sich kreuzender Nadeln, als auch kleiner Kryställchen. Einzelne Nädelchen gehen von Körnern im Biotit aus, die von einem pleochroitischen Hofe umgeben sind. In dem Schliffe von Estanzuela fallen einige grössere Bruchstücke von Plagioklas auf, in welchen Hornblendekryställchen der Schieferung parallel eingelagert sind. Einzelne Erscheinungen weisen auf eine Streckung dieses Gesteins hin. Eine etwas gedrungene Form haben die braunen Hornblendesäulchen des Schliffes von Boca del Rio, wo allein Plagioklas in geringer Menge sich noch am Gesteinsaufbau betheiligt.

Anhang: Gesteine, charakterisirt durch Führung von monoklinem Augit.

(2) Ojo del Agua del Toto. Cb.
31° 12′; 65° 15′; 950.
Rio del Medio, nördl. Reartes. „
31° 56′; 64° 35′; 850.
(4) Vallecito, westl. S. Francisco. S. L.
32° 33′; 66° 12′; 850.

Diese Gesteine gleichen den vorigen, nur sind die letzten drei Stücke von Vallecito von lichter, graugrüner Farbe. Die

Schieferung tritt bei ihnen und dem Stücke von Rio del Medio zurück. Letzteres ist ringsum von einem weisslichen bis lichtgrünen, striemigen Aggregat überzogen, das wie Thon aussieht.

Die Betrachtung u. d. M. ergiebt das Vorwalten einer lichtgrünen Hornblende mit nadelartigen Formen in den meisten Dünnschliffen, nur in mehreren Stücken von Vallecito erscheint sie fast farblos. Monokliner Augit von blassgrüner Farbe, nur in einem Stücke von Vallecito völlig farblos, tritt untergeordnet auf.

In dem Schliffe von Ojo del Agua fällt die Grösse der Augitdurchschnitte gegen die kleineren Hornblendekryställchen auf. Letztere zeigen vielfach einen lichteren Saum um einen dunkleren Kern. Innerhalb der Plagioklasbruchstücke (Fig. 11) sehen wir kleine Hornblendesäulchen, die mit den übrigen Durchschnitten letzteren Minerals völlig übereinstimmen, parallel zur Schieferung eingelagert. Die Reihen der Hornblendenädelchen setzen durch den Feldspath ohne Rücksicht auf Spaltbarkeit oder Zwillingsbildungen fort. Als ältere Einschlüsse werden diese Gebilde kaum aufzufassen sein; es ist aber auch das früher beschriebene Eindringen uralitischer Hornblende in den Feldspath ein gänzlich verschiedener Vorgang. Die Erklärung ist schwierig; falls nicht eine Beeinflussung des Gesteins durch Contact stattfand, wäre wohl an eine nachträgliche Einwanderung in Folge von Gebirgsdruck zu denken.

In dem Schliffe aus Rio del Medio ist der monokline Augit in kleinen Körnchen zwischen den Hornblendesäulen verstreut; Plagioklas ist nur ganz vereinzelt zu sehen. Hier sind dunkelgrüne Spinellkörner, wie wir sie in den Olivingabbros kennen lernten, ausserordentlich verbreitet, regelmässig sind nadelartige Erzmikrolithen darin angehäuft. Auch Olivin ist wahrscheinlich vorhanden.

Die weisslich grüne Kruste erweist sich im Dünnschliffe als aus einem fast farblosen Gemenge von Serpentin und Carbonaten zusammengesetzt, in welchem noch Erzkörner und der grüne Spinell eingeschlossen sind; Hornblende und Augit sind nur in geringen Resten zu constatiren. Der äusserste Rand besteht aus einem schmutzig bräunlichen Aggregat, das

bei + Nicols dunkel bleibt, auch kein Axenbild im convergenten Lichte erkennen lässt. Es dürfte eine specksteinartige Masse oder Thon vorliegen.

In dem einen Stücke von Vallecito finden wir grössere Krystalle von monoklinem Augit nesterartig innerhalb der Hornblendelagen angehäuft. Nur sehr wenig Zoisit ist ferner vorhanden. Wohl durch Zufall fehlt in einem der übrigen Stücke der farblose Augit, da solche sonst gleichmässig aus kleinen farblosen Hornblendekryställchen zusammengesetzt werden. Letztere sind vielfach mit nadelartigen Erzmikrolithen von schwarzer und gelbrother Farbe angefüllt; grössere Blättchen von Eisenglanz sind überall vertheilt. Krystallographische Begrenzung ist bei dieser Hornblende häufig; ihre Doppelbrechung ist recht hoch; die Auslöschungsschiefe übersteigt gewöhnlich 20°. Grössere Partien von Erz umschliessen mehrfach kleine Hornblendereste.

Anhang.

a) Gneissartige Hornblendegesteine.

(3) Recreo. C.
29° 18′; 65° 6′; 235.
Ischilin. Cb.
30° 34′; 64° 23′; 950.

Die wenigen Stücke, welche auch zu Gneiss gestellt werden könnten, sind sich makroskopisch recht ähnlich. Sie setzen sich aus ungefähr 1 cm breiten, schwarzen Hornblendelagen, welche mit schmaleren, gelbrothen Flasern oder Bändern von Feldspath und Quarz abwechseln, zusammen. Die Hornblende erscheint faserig.

Im Dünnschliffe unterscheiden sich beide Gesteine dadurch, dass bei Recreo die Hornblende aus saftgrünen, nadelartigen Kryställchen besteht, während solche in Ischilin in langen, schilfigen Faseraggregaten auftritt. Monokliner Augit ist bei beiden Vorkommen nachweisbar.

Der Feldspath bildet grössere Körnerhaufen; neben Plagioklas dürfte hier Orthoklas vorhanden sein. Quarz tritt im Schliffe zurück. Secundäre Producte, Epidot, Zoisit, Chlorit, Kalkspath sind verbreitet. Erz ist selten, Apatit, Titanit mit Einschlüssen von Rutilkryställchen (Ischilin) wurden be-

obachtet. Das Gestein von Recreo ist wesentlich feinkörniger, als jenes von Ischilin; ersteres hat im Schliffe den Charakter von Hornblendeschiefer, letzteres mehr die Structur des Gneiss.

b) Talk- und Chlorit-Aggregate, z. Th. mit aktinolithischer Hornblende.

	Potrero de Garay.			Ch.
	31° 49′;	64° 31′;	800.	
(4)	Salsacate.			„
	31° 19′;	65° 6′;	950.	
(2)	Manga Taninga.			„
	31° 19′;	65° 0′;	1000.	
(7)	Pancante.			S. L.
	33° 3′;	66° 14′;	1900.	

Die zu dieser Gruppe vereinigten Gesteinsstücke, vom Sammler als „Topfsteine und Talkschiefer“ bezeichnet, lassen alle in hohem Maasse Einwirkungen der Verwitterung erkennen, nur fällt bei einer Anzahl derselben die Frische der grünen, glasglänzenden Hornblendenadeln auf.

Nur drei Stücke sind deutlich parallelschieferig, je eins von Potrero de Garay, Salsacate und Pancante. In der Hauptsache sind solche aus Chloritblättchen aufgebaut, die zu Talk umgewandelt werden. Die dunkelgrüne Farbe (Pancante) wird mattbräunlich, wohl durch Ausscheidung von Brauneisen, während viele andere Blättchen weissliche Farbe und starken Glanz annehmen.

Die nicht geschieferten Gesteine fühlen sich fettig an und lassen sich leicht mit dem Fingernagel ritzen. Ihre Farbe schwankt zwischen dunkel- und blassgrünen, grauweissen, auch lichtbräunlichen Tönen.

Die graugrünen Stücke von Salsacate bestehen aus serpentinösen Massen, Chlorit, Hornblende und Talk. Ein Stück von Manga Taninga ist ähnlich, im zweiten walten die weissen Verwitterungsproducte weit vor; nur lichtbraune Reste früherer Strahlsteinnadeln sind ausserdem noch vorhanden.

Der Fundpunkt Pancante liefert nicht nur eine Serie ebensolcher Gesteine, auch zuletzt mit gleichartig umgewandelten Hornblendenadeln, sondern auch ein Zwischenglied. In dem grauweissen, talkigen Zersetzungsproducte sieht man

ausserordentlich frische Strahlsteinnadeln verstreut; während andere Theile der Stücke ganz aus letzteren zusammengesetzt sind. Da die ausserordentliche Widerstandsfähigkeit gegen die Einwirkung der Atmosphärilien, wie solche nach der grossen Frische der Strahlsteinnadeln für dieselben vorausgesetzt werden müsste, nicht vorhanden ist, wie die oben beschriebenen Stücke beweisen, so bleibt nur die Erklärung, dass diese Hornblende als eine Neubildung während des Verlaufs der Umwandlung dieser Gesteine aufzufassen ist. In dem am stärksten zersetzten Stück kommen zahlreiche zu Brauneisen verwandelte Eisenkieskrystalle (Würfel mit einzelnen Oktaëderflächen) vor.

U. d. M. sehen wir die geschieferten Stücke hauptsächlich aus einem farblosen, glimmerigen Mineral gebildet mit hohen Polarisationstönen, ähnlich Muscovit oder Talk. Einzelne Streifchen oder ganze Blättchen sind braun gefärbt, wohl durch Brauneisen, so dass sie ähnlich wie Biotit aussehen. Nach dem sehr kleinen Axenwinkel optisch negativen Charakters ist auf Talk zu schliessen, während die lichtgrünen Chloritblättchen, aus deren Umwandlung er abstammt, im Schliffe von Pancante wie optisch einaxig, aber + erscheinen. Letztere haben sehr niedrige Doppelbrechung und setzen sich gewöhnlich aus langen, feinen Fasern zusammen. Reste von einzelnen farblosen Strahlsteinnädelchen sind vorhanden.

In den Schliffen aus den drei weiteren Stücken von Salsacate sehen wir grössere Partien farbloser Hornblende, die von kleineren strahlsteinartigen Kryställchen durchwachsen werden, erhalten. Daneben treten schuppige Talkaggregate, sowie Chlorit und etwas Erz auf.

Im zweiten Schliffe liegen ganz ausgefranste Strahlsteinnadeln, sowie davon jetzt abgetrennte Theile innerhalb gleichorientirten langfaserigen Chlorits, so dass die Umwandlung nicht zu bezweifeln ist, die im dritten schon vollendet ist. Der Chlorit tritt auch in wirrfaserigen Aggregaten auf, die bei + Nicols fast isotrop sind; sie erinnern an den früher geschilderten Faserserpentin. Einzelne Chloritblättchen zeigen bläulichviolette, der äussere Rand dagegen bronzefarbige Polarisationstöne; bei Anwendung des Gypsblättchens ergiebt sich entgegengesetzte optische Orientirung für beide.

Im Schliffe aus dem frischeren Stücke von Manga Taninga sehen wir schmale Bänder von Chlorit die dazwischen inselartig aufragenden Reste eines Hornblendequerschnitts (Fig. 7) einfassen, deren gleichmässige Spaltbarkeit und Auslöschung die frühere Zusammengehörigkeit verräth. Dieser aus Umwandlung der Hornblende hervorgegangene Chlorit ist ident mit jenem unter Peridotit beschriebenen, der bei + Nicols graue Polarisationstöne und eine an Plagioklas erinnernde Zwillingsbildung zeigt. Die zwischen den Chloritfasern angesiedelten schmalen Streifchen von Talk sind als der Beginn einer weiteren Umwandlung anzusehen. Im Schliffe aus dem zweiten, stärker verwitterten Stücke finden wir die hier in typischer Nadelform ausgebildete Hornblende direct zu Talk verwandelt. Die Auslöschungsschiefe dieser farblosen, langen Strahlsteinnadeln ist eine auffallend geringe; sie beträgt nur wenige Grade. Einzelne grössere Apatitkrystalle und reichlich Erz finden sich in dem Gemenge.

Aus der Anzahl der Stücke von Pancante, die ähnliche Umwandlungen zeigen, sind jene hervorzuheben, wo die strahlsteinartige Hornblende — mehrere Centimeter lange, dünne Nadeln — gesteinsbildend auftritt. Im Schliffe sind diese Nadeln blassgrün bis lichtblaugrün pleochroitisch, auch farblos mit einem schmalen lichtgrünen Rande. Ihre Doppelbrechung ist hoch, die Auslöschungsschiefe ca 22°; unregelmässige Quergliederung ist vorhanden. Eine Umwandlung der Krystalle zu ident gefärbtem Chlorit findet sich in einem Schliffe; im nächsten sehen wir sie zwischen Talk eingebettet, von Chlorit ist nur wenig erhalten. An Stelle der makroskopisch noch an ihrer Form erkennbaren Hornblendenadeln im am stärksten verwitterten Stücke liegen im Schliffe schmale farblose Blättchen, die bei + Nicols in jeder Schnittlage fast völlig dunkel bleiben; nur an einzelnen Fasern lassen sich noch die Eigenschaften des Chlorits bestimmen. Man hat hier anscheinend einen Chlorit vor sich, dessen Doppelbrechung annähernd ± 0 ist, wie es ähnlich bei manchen Melilithen der jungvulcanischen Gesteine der Fall ist.

Die weiter fortgesetzte Verwitterung, deren Anfangswirkungen wir früher bei den peridotitischen Einlagerungen

besprochen haben, kann solche Gesteine zu oben geschilderten Talkaggregaten[1] umgewandelt haben.

c) Kalkstein mit aktinolithischer Hornblende und monoklinem Augit.

(4) Nordwestlich Achiras. Cb.
33° 9′; 65° 2′; 900.

Der Sammler giebt über diese Gesteine an, dass sie „neben krystallinen Kalken wechsellagernd mit Gneiss“ vorkommen. Sie sind aus einem Gemenge grüner, faseriger Hornblende, z. Th. mit ausgeprägter Nadelform, kohlensaurem Kalk (sie zeigen deutliche Reaction gegen Salzsäure) und grossen, gelbgrauen Krystallen zusammengesetzt, welche sich als Augit bestimmen lassen. Zum Theil noch klaffende Risse, die das Gestein und auch diese Krystalle durchsetzen, werden durch strahlsteinartige Hornblende wieder ausgefüllt, die auch in den Augit hineingewachsen ist. Die hier sicher secundäre Bildung dieser Nadeln ist auch für die dunkelgrünen, glasglänzenden Krystalle wohl wahrscheinlich, die am frischesten aussehen, wenn sie von Kalkspath umschlossen werden oder von Quarz in einem anderen Stücke, das sehr viel Augit enthält.

In den Dünnschliffen ist die Hornblende meist von lichtgrüner Farbe; sie erscheint in grossen Durchschnitten und nadelartigen Krystallen, auch die schilfige Ausbildung fehlt nicht. Die Auslöschungsschiefe geht bis zu 22° auf ∞P∞̆ (010).

Ein farbloser monokliner Augit zeigt Absonderung nach beiden verticalen Pinakoiden; die bessere entspricht ∞P∞̆ (010). Die Doppelbrechung ist sehr hoch, die Auslöschungsschiefe übersteigt 40°, eine vielfache Zwillingsbildung nach ∞P∞̄ (100) ist ausgezeichnet zu sehen. In einem Stücke ist dieser Augit

---

[1] W. H. Hobbs, J. Hopkins Univ. Circ. No. 65. 1888. On the rocks occurring in the neighbourhood of Ilchester, Howard Cty., Maryland, S. 3: „A few hundred feet north-west of Ilchester Station the peridotite .... passes over imperceptibly within the distance of a few feet to a nearly pure talc rock, in which the form of the hornblende is preserved, together with the mottlings of serpentine. Masses of pure actinolite in large transparent crystals are to be found within the talc-serpentine rock.“

vorwaltend gegenüber der Hornblende, im anderen erscheint er in grossen, einschlussartigen Individuen. Wohlbegrenzte Krystalle kommen im Dünnschliffe vor.

Neben sicher vorhandenem Kalkspath mit typischer Zwillingsbildung nach $-\frac{1}{2}R$ (10$\bar{1}$2) lässt sich in einem Schliffe Aragonit aus seinem optischen Verhalten nachweisen.

Etwas stark zersetzter Feldspath, Quarz, Apatit, wenig Erz nehmen noch an der Zusammensetzung der Schliffe Theil.

Anhang: Kaolin.

Piedras Grandes Punilla. Cb.
31° 5'; 64° 5'; 900.
San Ignacio, Calamuchita. „
32° 8'; 64° 31'; 650.

Weisse, leicht zerreibliche Massen, die vom Sammler als Kaolin bezeichnet wurden, enthalten in den Proben von Piedras Grandes, makroskopisch sichtbar, Körner von Quarz und Epidot. Die mikroskopische Untersuchung erfolgte zu dem Zwecke, um das im Dünnschliffe gewöhnlich als Kaolin bezeichnete Verwitterungsproduct sicher feststellen zu können. Als Resultat ergab sich, dass der Dünnschliff von San Ignacio nur eine bräunlichweisse, trübe amorphe Masse, optisch isotrop, enthält, während sich in jenem von Piedras Grandes zwar noch Plagioklasreste, aber vorwiegend Zoisit, Epidot und Quarz nachweisen lassen; auch ein augitisches Mineral (vielleicht Wollastonit) scheint vorhanden zu sein. Nur ganz vereinzelt kommen jedoch glimmerige, farblose Blättchen von Muscovit oder Kaolin vor.

d) Turmalingesteine, z. Th. schieferig.

Amboy. Cb.
32° 10'; 64° 36'; 700.
Cañada Honda Mina Nell. S. L.
32° 49'; 66° 4'; 1650.
Bajo de la Cuesta. „
33° 4'; 65° 58'; 1000.
Pancante. „
33° 3'; 66° 14'; 1900.

Cerro del Morro[1]. S. L.
33° 10′; 65° 27′; 1300.
(3) Cerro del Yulto[1]. „
33° 21′; 65° 30′; 1100.

Von einer Reihe von Fundpunkten für Hornblendegesteine, welche hier besprochen wurden, liegen Stücke vor, die hauptsächlich aus Turmalin bestehen. Einzelne der Vorkommen dürften sich in Begleitung granitischer[1] Gesteine finden. Mit Ausnahme des Stückes von Cañada Honda, in welchem Turmalinkrystalle von ca. 4 cm Grösse auftreten, erscheint dieses Mineral in recht feinfaserigen, schwarzen Aggregaten.

Wir sehen es einen schmalen Gang bilden im Gesteine von Amboy, oder als ein Gemenge mit Quarz in den Stücken von Morro und Yulto, als plattigen Schiefer in Bajo de la Cuesta und in eigenthümlichen, fast blätterigen, krummschaligen Aggregaten in dem Stücke von Pancante ähnlich einem plastischen Abdruck von einer fremden Masse. Auch Einschlüsse von Quarz, Glimmer etc. kommen vor.

Im Dünnschliffe sehen wir die nadelförmigen Kryställchen des Turmalin gewöhnlich mit Quarz vergesellschaftet; ein feinkörniges Mosaik beider Mineralien setzt den Schiefer von Bajo de la Cuesta zusammen, doch ist ein Kryställchen des ersteren gewöhnlich in verschiedene Körner des letzteren eingebettet. Umgekehrt umschliessen die grossen Turmaline von Cañada Honda viel Quarz, welcher auch Risse in denselben ausfüllt. Die Quergliederung kommt bei den langen Turmalinnadeln häufig vor; eine Zonarstructur ist sehr verbreitet bei ganz beliebigem Wechsel der verschieden gefärbten Schichten. Die gewöhnlichen Farben sind dunkelgrau und röthlichbraun; besonders licht gefärbt sind die Turmaline der Schliffe von Amboy und Pancante, an welchen Pleochroismus zwischen blaugrau und lichtröthlichbraun erkennbar ist. In letzterem Gestein sind die langen Nadeln randlich wie ausgezackt und häufig deformirt. Starke Druckwirkungen sind im ganzen Schliffe bemerkbar. Die ungefähr parallel angeordneten Turmalinsäulen schaaren sich an einzelnen Stellen dicht zusammen;

---

[1] Dies. Jahrb. 1892. Beil.-Bd. VIII. S. 336. J. Romberg, Petrogr. Unters. an argent. Graniten.

ganze Lagen derselben erscheinen wie auf- und niedergebogen, zusammengepresst und geknickt. Durch den Unterschied in der Absorption werden diese Stauchungen auch ohne gekreuzte Nicols deutlich sichtbar.

Schlussbetrachtung.

Zum Schlusse möchte ich aus der Fülle von Detailbeobachtungen dasjenige herausheben, was unsere Kenntnisse über die Beziehungen der Eruptivgesteine zu den gleichartig zusammengesetzten Einlagerungen der krystallinen Schiefer fördern könnte. Es ist eine Unmöglichkeit, dabei das gefährliche Capitel über die Entstehung der letzteren selbst nicht zu berühren, obgleich eine befriedigende Erklärung weder gesucht, noch gegeben werden kann im Rahmen einer Arbeit, zu der nur Material vorliegt, dessen geologisches Vorkommen nicht in allen Fällen zur Genüge klar gestellt ist, wie dies auch unter den obwaltenden schwierigen Verhältnissen kaum geschehen konnte. Als eine Vorarbeit für spätere Detailstudien repräsentiren sich daher diese Untersuchungen, welche allerdings durch die Zusammenfassung einer grossen Zahl ähnlicher Gesteine den Vortheil gewähren, dass gemeinsame Beziehungen leichter erkannt werden, als bei der Betrachtung einzelner Vorkommen, bei welchen sich wiederum wichtige Gesichtspunkte für die Beurtheilung der differenten Ausbildungen eines und desselben Gesteins ergeben. Selbstverständlich habe auch ich sorgfältige Vergleiche mit genau bekannten charakteristischen Gesteinen nicht unterlassen.

Die erste Schwierigkeit ergab sich bei einem Versuche zur Eintheilung der vielgestaltigen Gesteine nach dem üblichen Schema. Ein geschieferter Granit, bezw. Diabas bleibt trotz Änderung der Structur bei seiner Gruppe; bei einem geschieferten Gesteine von der Zusammensetzung des Diorits unterscheidet man jedoch ausser Hornblendegneiss noch Amphibolit und Hornblendeschiefer.

Aus der Untersuchung der vorliegenden Gesteine ergab sich die ausserordentliche Ähnlichkeit in der mineralogischen Zusammensetzung sämmtlicher Abtheilungen derselben — Plagioklas, Hornblende, bezw. Augit sind ihre Hauptbestandtheile.

Je nach der Deutung der Hornblende, ob primär, oder

ob secundären Ursprungs aus Augit, wäre indess nach der herrschenden Nomenclatur ein Gestein zu Diorit oder Diabas zu stellen, nach dem Auftreten einer Theilbarkeit des Augits nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) die Zugehörigkeit zu Gabbro oder Diabas zu bestimmen. Indem weiter nicht nur jedes einzelne der oben genannten Mineralien, sondern auch alle übrigen wesentlichen Gemengtheile, wie Quarz, Biotit, Olivin zurücktreten, oder gänzlich fehlen können, wiesen diese Verhältnisse mit zwingender Gewalt auf die Berücksichtigung der Structur neben der Mineralassociation hin, falls nicht geologisch und petrographisch eng verknüpfte Gesteine getrennt, andere, ganz verschiedenartige Gebilde hätten vereinigt werden müssen.

Natürlicherweise ist nicht nur das makroskopische Aussehen der Gesteine, ob richtungslos körnig oder geschiefert, von Bedeutung, sondern der für jede einzelne grosse Abtheilung ganz charakteristische Aufbau, wie er sich deutlich erst im Dünnschliffe erkennen lässt. Bei jeder solchen Gruppe finden wir sowohl die einzelnen, wesentlichen Mineralien in ganz eigenartiger Weise ausgebildet, als auch eine stets wiederkehrende Form des Zusammentretens derselben, ihres Verbandes. Selbst spätere Umwandlungsvorgänge gestalten sich für jede Abtheilung verschieden.

Ein in seiner chemischen Zusammensetzung gleichartiges Magma wird, je nach den Bedingungen, bei der Erstarrung Gesteine liefern können, die aus recht verschiedenen Mineralien zusammengesetzt sind. Gegebenen Verhältnissen bei der Verfestigung wird zumeist eine bestimmte Form der Krystalle und die Art ihrer Vereinigung entsprechen. Gleiche Wirkungen bei gleichen Ursachen vorausgesetzt, haben wir bei dem Vorhandensein einer charakteristischen Mineralcombination die häufige Wiederholung einer specifischen Structur zu erwarten. Es liegt selbstverständlich die Möglichkeit vor, dass die gleiche Structur verschiedenem Anlasse ihre Entstehung verdanken wird, wie auch mehrfache Bildungsweise für eine Reihe von Mineralien nachgewiesen ist; aber gerade desshalb lernen wir erst aus der Beobachtung der innigen Wechselbeziehungen

zwischen Mineralbestand und Structur den eigentlichen Gesteinscharakter erkennen.

Für einen recht grossen Theil der Diorit-, Gabbro- und Diabasgesteine ist aber die vorausgesetzte Gleichartigkeit des ursprünglichen Magmas annähernd vorhanden, so dass structurelle Eigenschaften derselben durch die Allgemeinheit ihres Auftretens an Bedeutung gewinnen gegenüber den geringen Schwankungen in der mineralogischen Zusammensetzung.

Mag es daher historisch völlig berechtigt sein, die Mineralcombination Plagioklas-Augit als Diabas zu bezeichnen ohne Rücksicht auf die Structur, so kann dies nicht ausreichen, um das Gestein aus seinem natürlichen Verbande herauszureissen, nach welchem es zu Diorit oder Gabbro zu stellen wäre.

Unter den beschriebenen Dioriten befindet sich manches Stück, in welchem innerhalb der Hornblenden des Dünnschliffes sich ein Augitkörnchen nachweisen liess, während bei dem zugehörigen zweiten dies eventuell nicht zu beobachten war. Die Bestimmung solcher Stücke wird auf Grund ihrer Structur erfolgen können, wofür die Gruppe der Gabbrodiorite ein gutes Beispiel liefert.

Bezüglich der Trennung zwischen Diabas und Gabbro stellte sich bei dem untersuchten Materiale heraus, dass die charakteristische Absonderung des Diallags nicht immer vorhanden ist. Durch die Lage der Ebene der optischen Axen wurde wiederholt constatirt, dass die Theilbarkeit nicht der Fläche $\infty P\bar{\infty}$ (100), sondern $\infty P\breve{\infty}$ (010) entspricht. Von solchen krystallographischen Zufälligkeiten, die überhaupt nach Judd als Folgeerscheinungen von Gebirgsdruck aufzufassen sind, kann aber keine natürliche Eintheilung in grosse Gesteinsgruppen abhängig erklärt werden.

Einer grossen Anzahl der Forscher entging die Unzulänglichkeit dieses Merkmals nicht, und wiesen sie desshalb auch auf die Structureigenthümlichkeiten hin, doch nicht von allen wurden sie in genügender Weise gewürdigt.

Bei der Untersuchung sämmtlicher richtungslos körniger Gesteine, sowohl der selbstständigen eruptiven Glieder derselben, als auch der nur wenig verschiedenen Einlagerungen der krystallinen Schiefer ergab sich das Vorhandensein zweier

Haupttypen, der *Diorit-* und der *Gabbro-Structur*, welchen noch wenige Stücke sich anschliessen, deren Aufbau der ophitischen Structur der Diabase gleicht.

Für die vorliegenden Gesteine sind die *Kennzeichen der dioritischen Structur* folgende:

Der *Plagioklas* erscheint häufig in mehr nach der ă Axe gestreckten Krystalldurchschnitten, die bisweilen an das Leistenförmige erinnern, weniger häufig ist er tafelartig. Seine Zwillingsbildung vollzieht sich gewöhnlich nach dem Albitgesetz, wozu seltener das Periklingesetz tritt. Zonarstructur ist verbreitet. Krystallographische Begrenzungen liegen vielfach vor (besonders bei Ganggesteinen), oder es sind wenigstens Andeutungen derselben vorhanden, ähnlich wie in Graniten.

Die einheitlich gefärbte *Hornblende* zeigt die gleichen Verhältnisse, ist älter als der Plagioklas und umschliesst gewöhnlich Titanit und Erzkörner. Sind noch Augitreste vorhanden, so erscheint die Hornblende vielfach ungleichmässig fleckig gefärbt.

Solche Hornblende (jedoch ohne Augit) findet sich auch zwischen Plagioklasleisten bei einem Vorkommen, welches Beziehungen zu Diabas haben dürfte.

Andere Stücke ohne Hornblende, die Biotit und wenig Orthoklas enthalten, führen zu Granit hinüber.

Für die *Structur der gabbroartigen Gesteine* ist Folgendes charakteristisch:

An grossen tafelförmigen *Plagioklasen*, oft bräunlich gefärbt durch Erzmikrolithen, oder reich an kleinen Einschlüssen von Augit, bezw. Hornblende, tritt eine Anzahl verschiedener Zwillingsgesetze, oft gemeinschaftlich, auf, so dass ganz bizarre Configurationen zu Stande kommen. Zonare Ausbildung war nie zu erkennen. Undulöse Auslöschung, Auskeilen der Lamellenzüge und andere Druckerscheinungen sind häufig, doch wird der Eindruck hervorgerufen, als ob innere Spannungen bei der Krystallisation nicht zur Auslösung gelangt seien. Die Serpentinbildung aus Olivin, bezw. die dadurch eventuell bewirkte Volumenvermehrung ist kaum als Ursache zu betrachten, da in den *olivinfreien* Gabbros sich die gleichen Erscheinungen einstellen. Vielleicht sind dieselben durch die eigenartige Anordnung der Individuen her-

vorgerufen, indem eine grössere Zahl derselben sich zu knäuelartigen Gruppen vereinigt, welchen ähnliche Aggregate der farbigen Gemengtheile, manchmal weniger charakteristisch, gegenüberstehen.

Von ziemlicher Grösse sind auch die Pyroxenmineralien, welche hier die bekannten Interpositionen führen, während die Hornblende, die trotz ihres oft compacten Aussehens aus der Umwandlung ersterer entstanden ist, sich in Durchschnitten von recht verschiedenen Dimensionen einstellt. Die Pseudomorphosen von Hornblende nach Olivin sind gewöhnlich durch eine Randzone grünen Spinells gegen den Plagioklas abgegrenzt, während nach innen eine schmale Hypersthenzone folgt.

Die Saussuritisirung des Feldspaths bedarf keiner Schilderung.

Die Familie der Gabbrodiorite vereinigt die typische Structur der Gabbros mit der mineralogischen Zusammensetzung der Diorite. Sucht man, durch den charakteristischen Aufbau des Feldspaths veranlasst, in den grossen, öfter einheitlichen Hornblendedurchschnitten nach Augit, so lassen sich Reste desselben, oder solche von farbloser Hornblende (die wohl von rhombischem Pyroxen abstammt) ab und zu constatiren.

Die kleine Gruppe der Andendiorite, je zwei Stücke von zwei Fundpunkten, nimmt eine Ausnahmestellung ein.

Gehalt an Orthoklas, vielfach in ausgezeichneter granophyrischer Verwachsung mit Quarz, sowie an Glimmer weist auf Beziehungen zu Granit hin, monokliner Augit, z. Th. deutlich begrenzt, nebst leistenförmigem, auch zonarem Plagioklas deuten Verwandtschaft mit Diabas an; an Gabbro erinnert die bräunliche Färbung des Feldspaths in einem Stücke, während als porphyrische Ausbildung die ungleiche Grösse der Krystalle bezeichnet werden könnte. Hornblende, zur Hälfte braun, zur Hälfte farblos am gleichen Querschnitte, vervollständigt noch die vielseitige Zusammensetzung, so dass uns ein treffendes Bild des bunten Wechsels geboten wird, wie solcher als typisch für die Mehrzahl der Gesteine zu bezeichnen ist.

Unter den peridotitischen Gesteinen zeigt nur das eine Annäherung an Diabas-, die übrigen jedoch Gabbrostructur.

Ein genereller Unterschied zwischen den richtungslos körnigen Einlagerungen der krystallinen Schiefer und den selbstständigen Eruptivgesteinen lässt sich auf Grund der vorliegenden Untersuchungen nicht feststellen, um so weniger, als z. Th. die sichere geologische Unterlage fehlt. Nach meiner Ansicht sind beide eruptiven Ursprungs, nur vielleicht das eine unter etwas veränderten Verhältnissen erstarrt gegenüber dem anderen, worauf ich später noch zurückkommen werde.

Falls manche beobachtete Thatsachen trotzdem zur Begründung eines Unterschiedes herangezogen werden sollten, so liesse sich unter allem Vorbehalte angeben, dass bei den wesentlichen Gemengtheilen eine bessere krystallographische Begrenzung in der Abtheilung der Eruptivgesteine zu erkennen ist; eine regelmässigere Altersfolge der Mineralien lässt sich feststellen, die Farbe der Hornblende ist gelbgrün oder braun.

Saftgrüne oder bräunlichgrüne Töne sind für letzteres Mineral häufiger vorhanden bei jenen Gesteinen, die Einlagerungen der krystallinen Schiefer bilden; auch farblose Hornblende ist charakteristisch. Die Ungleichheiten in der Altersfolge können z. Th. auf Rechnung von Contactwirkungen gesetzt werden; die mikropoikilitische Structur ist ziemlich häufig. Dass die idiomorphe Ausbildung der Plagioklase nicht bei diesen eingelagerten Gesteinen zu constatiren war — bei der Hornblende kommt solche zuweilen vor — könnte seine Erklärung dadurch finden, dass Ganggesteine, auch innerhalb der krystallinen Schiefer, stets als Eruptivgebilde im Felde erkannt werden.

Die körnig-streifigen Gesteine, sowie die Hornblendeschiefer sind bei makroskopischer und mikroskopischer Betrachtung meist recht verschieden von den vorigen. Charakteristisch für beide, insbesondere für die letztere Gruppe, ist das Auftreten von Plagioklas in Form von eckigen Bruchstücken, ohne dass eine Analogie mit der Kataklasstructur der Gneisse vorläge. Zonarstructur und die charakteristischen Einlagerungen der Gabbrofeldspathe fehlen fast ganz.

Die Hornblenden, besonders wenn sie in Nadelform auftreten, sind in der Prismenzone öfters krystallographisch begrenzt. Die kleinen Einschlüsse, sowohl von Plagioklas und Quarz in der Hornblende, als auch umgekehrt, haben vielfach

deutliche Krystallformen. Als Ursache der mikropoikilitischen Structur lässt sich Contact wiederholt nachweisen. Nur bei der ersten Gruppe ist diese Erscheinung häufig, ebenso wie Druckwirkung. In besonderer Weise gelangt letztere beim Plagioklas einzelner Gesteine zum Ausdruck, indem eine eigenartige Faserung auftritt, die in zwei benachbarten Albitlamellen oft dachartig verläuft. Bei der Hornblende stellt sich, ausser undulöser Auslöschung, auch Zwillingsbildung durch Druck bei manchen Individuen ein. Ein körnig-streifiges Augit-Plagioklas-Titanit-Gestein zeigt hingegen keinerlei Druckwirkungen, auch einzelne Krystallformen bei Augit, jedoch nur Bruchstücke bei Plagioklas.

Rhombischer Pyroxen ist unter den geschieferten Gesteinen wenig verbreitet.

Die eigentlichen Hornblendeschiefer müssten, wenn ihre Entstehung aus Schieferung des Diorits vorausgesetzt würde, Druckwirkungen in hohem Grade erkennen lassen. Doch nichts davon ist sichtbar, oder eintretenden Falls die Wahrscheinlichkeit vorhanden, dass schon geschieferte Gesteine dem Gebirgsdrucke unterlagen. Die grosse Frische der Gemengtheile mancher Vorkommen ist bei anderen nicht zu constatiren, jedenfalls nicht stets für den Plagioklas. Das ziemlich häufige Auftreten von blassgrünem Augit, der gewöhnlich von Hornblende um- und durchwachsen ist, spricht nicht für die Wahrscheinlichkeit einer Neubildung. Eine Altersfolge ist schwer festzustellen, da z. B. Hornblende von Erz, Apatit, Titanit, Augit, Plagioklas, Quarz eingeschlossen wird.

Eigenthümlich erscheint die zur Schieferung parallele Anordnung kleiner Hornblendesäulchen innerhalb von Plagioklasbruchstücken ohne Rücksicht auf Spaltbarkeit oder Zwillingsbildung derselben. Wohl nur durch nachträgliche Einwanderung wird sich dieser Vorgang erklären lassen.

Wenn wir die verschiedenen Möglichkeiten für die Entstehung der Hornblendeschiefer prüfen wollen, so müssen wir zunächst nochmals auf die Wirkungen der gebirgsbildenden Kräfte eingehen.

Bei jeder Faltung wird das Gestein in den Gewölbesätteln am meisten gedehnt und gelockert, in den Mulden

am stärksten zusammengepresst und verdichtet. Petrographische Untersuchungen über diese Verschiedenheit in den Folgeerscheinungen sind mir nicht bekannt, nur allgemein wird von Druckwirkungen gesprochen. Irgend welche Stauchungen oder Fältelungen sind jedenfalls an den vorliegenden Hornblendeschiefern nicht zu bemerken.

In den Dünnschliffen war nur selten eine Streckung der Gemengtheile zu constatiren, jedenfalls nie ein Ausziehen von Biotit oder Hornblende zu langen Strähnen, entsprechend den Sericitbildungen auf Gleitflächen, wie bei gequetschten Graniten; ebensowenig liess sich aus den vorhandenen Körnern mehr als ein Bruchstück von Plagioklas reconstruiren. Bei der Zertrümmerung von Dioritfeldspath würden die einzelnen Theile nicht so weit von einander entfernt liegen, dass ihre Zugehörigkeit nicht erkannt werden könnte. In einem Vorkommen sind Biotitblättchen sogar z. Th. senkrecht zur Schieferung angeordnet.

Der Annahme einer Umwandlung sedimentärer Gebilde steht zunächst entgegen die eckige Form der Plagioklasbruchstücke und das Fehlen jeglichen Bindemittels. Schwer zu erklären wäre das Vorhandensein von frischem, monoklinem Augit, dessen Entstehung aus Umbildung von Sedimenten nie beobachtet wurde, sowie auch von anderen Mineralien. Es wurden allerdings in den letzten Jahren eine Reihe werthvoller Arbeiten publicirt, die ähnliche Vorgänge beschreiben. Ich erinnere an die Schilderungen von C. Schmidt[1], L. Milch, G. Linck[2], van Hise[3], G. H. Williams und Anderer, aber entweder wird dort Feldspath und Quarz durch frische Anwachsstreifen charakterisirt, oder es lässt sich noch ursprüngliches Material innerhalb der neugebildeten Mineralien nachweisen. Auch eine Reihe secundärer Producte, Uralit, Saussurit und dergl. mehr soll vorkommen.

Directe Beziehungen zu Diabas resp. Diorit wurden für

---

[1] Beiträge zur Kenntniss der im Gebiete von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz auftretenden Gesteine. Bern 1891. Anhang z. XXV. Liefg. der Beiträge.

[2] Geognostische Beschreibung des Thalhorn. Mitth. d. geol. Landesanst. von Elsass-Lothringen. Bd. IV. H. 1. 1892.

[3] Bull. geol. Soc. America. I. 1890. S. 203.

andere ähnliche Gesteine festgestellt. Selbstverständlich würde ich die erstere Erklärung gerne adoptiren, wenn sich aus der Untersuchung der argentinischen Hornblendeschiefer irgend ein Anhaltspunkt für solche Annahme ergeben würde.

Längeres Nachdenken über die mögliche Bildungsweise solcher Gesteine führte mich schliesslich zu einer Hypothese, die geeignet scheinen könnte, alle die Eigenthümlichkeiten in der Art und Weise des Auftretens zu erklären.

Ich nehme an, dass die innerhalb der krystallinen Schiefer eingelagerten Gesteine als untermeerisch erstarrte Eruptivgebilde aufzufassen wären.

Die von G. Steinmann[1] so trefflich beschriebenen Ablagerungen aus der chilenischen Cordillere zeigen uns Gesteine von Grünsteintypus mit Tuffen (Darwin's geschichtete Porphyre) als Tiefseebildung; sie wechsellagern mit Jura- und Kreidesedimenten, die auch in Form von Linsen zwischen jene eingeschaltet sind.

Überlegen wir, welches die Bedingungen sind für eine Eruption in grossen Meerestiefen, so wird zunächst eine wesentliche Temperaturdifferenz zu constatiren sein gegen einen in einer gleichen Entfernung unter der Oberfläche des Festlandes gelegenen Hohlraum (ca. 200° bei einer Tiefe von ungefähr 6600 m). Im Gegensatze zu den erhitzten Gesteinswänden des Hohlraums, die schlechte Wärmeleiter sind, wird, durch den fortwährenden Austausch des erwärmten gegen das neu zuströmende kalte Wasser, die Umgebung des gluthflüssigen Magmas am Meeresboden stets auf einer niedrigeren Temperatur bleiben. Unter dem Schutze einer gewaltigen Dampfhülle wird die Erstarrung des Magmas erfolgen können, nachdem sich zwischen der von unten wirkenden Kraft und dem Drucke der überlastenden Wassersäule eine Art Gleichgewichtszustand herausgebildet hat. Von den Bedingungen — Zeit, Druck, Temperatur etc. — wird es abhängen, ob körnige Gesteine entstehen können; krystalline sind ja bekannt (Diabaslager zwischen äusserst dünnen Schieferlagen). Jede Verschiebung des Gleichgewichtszustandes wird entweder neues Material von unten in die Höhe schleudern oder

[1] Reisenotizen aus Chile. Dies. Jahrb. 1884 S. 200—201.

die Annäherung der Wassermengen an das noch nicht erkaltete Magma wird ein Zerspratzen schon verfestigter Theile desselben bewirken. In beiden Fällen würde das Untersinken der Bruchstücke eine lagenförmige Anordnung derselben hervorbringen und als Endproducte könnten krystallinisch körnige Tiefengesteine vorliegen, die in innigem Verbande mit geschieferten Gesteinen von gleicher Zusammensetzung stehen würden. Die Form der Bruchstücke, die weder Abrollung zeigen noch durch Cement verkittet sind, ja auch die Willkür in der Altersfolge wäre erklärt. Die eintretenden Veränderungen im Druck würden sich durch die Dampfhülle fortsetzen können und vielleicht im Magma bezw. an der Oberfläche eine welligflaserige Anordnung hervorbringen.

Die früher schon von Judd ausgesprochene Ansicht, auf Einwirkung von Dampf die Anwesenheit von Mikrolithen in allen wesentlichen Gabbromineralien zurückzuführen, würde mit unserer Annahme sich gut vereinigen lassen; auch die Ursache so mancher eigenartiger Umwandlungsvorgänge (Zonen um Olivin) könnte darin gesucht werden.

Auch das Fehlen von Tuffen bei Diorit- und Gabbrogesteinen liesse sich in unserem Sinne deuten.

Ein Beweis für diese Hypothese lässt sich leider nicht erbringen.

Die Einzelbeobachtungen über die Wirkungen von Druck, Contact, Verwitterung wurden an den bezüglichen Stellen dieser Arbeit aufgeführt. Zu einer allgemeinen Behandlung eignen sich diese Capitel nicht, weil das vorliegende Material zu vielgestaltig ist, um zu sicher gültigen Schlüssen daraus zu berechtigen.

Ich hoffe, dass es mir bei späteren Untersuchungen an selbst gesammeltem Materiale nach genauem Studium an Ort und Stelle vergönnt sein wird, an der Lösung der einen oder anderen der erörterten Fragen mitzuarbeiten.

Berlin, im Februar 1894.

Erklärung der Tafeln XIII. XIV.

Fig. 1. Quebrada de Socoscora; S. L. Dioritische Einlagerung.
Faserige Aggregate von uralitischer Hornblende und Chlorit dringen vom Rande aus in Plagioklas ein. + Nicols; Objectiv 2.

„ 2. Mina Tauro; Cb. Hornblendeschiefer.
Mikropoikilitische Durchwachsung von Hornblende durch Quarzkörnchen. Anwendung des unteren Nicols allein; Obj. 2.

„ 3. Valle Fertil; S. J. Gabbrodiorit.
Vereinigung vieler Plagioklasindividuen zu knäuelartigen Gruppen. Gabbrostructur. + Nic.; Obj. 2.

„ 4. Valle Fertil; S. J. Gabbrodiorit.
Zusammentreten vieler Hornblendekryställchen zu einer gemeinschaftlichen Gruppe. Anw. d. unt. Nic. allein; Obj. 2.

„ 5. Rio Ceballos; Cb. Peridotitische Einlagerung.
Ein Hornblendedurchschnitt zeigt an beiden Enden Ausfransung; die Absonderung nach P$\bar{\infty}$ ($\bar{1}$01) verliert sich an diesen Stellen. + Nic.; Obj. 2.

„ 6. Sierra de Sta. Barbara; J. Peridotit mit Augit.
Farbloser, monokliner Augit ist an jenem Ende besenartig ausgefranst, mit welchem er sich in Carbonat hinein erstreckt. Anw. d. unt. Nic. allein; Obj. 4.

„ 7. Manga Taninga; Cb. Talk- und Chlorit-Aggregate mit aktinolithischer Hornblende.
Umwandlung von Hornblende zu Chlorit; letzterer zeigt Zwillingsbildung (rechts oben). + Nic.; Obj. 4.

„ 8. Cerro San Lorenzo; Cb. Olivingabbro.
Schalenbildung um Olivin. Das Olivinkorn wird von einer Zone Hypersthen umgeben, welcher sich nach aussen ein breiterer Hornblenderand anschliesst, der von pseudopodienartigem Spinell durchwachsen ist. + Nic.; Obj. 4.

„ 9. Quebrada de Socoscora; S. L. Olivinnorit.
An den schmalen Randzonen von Hypersthen, der faserig ausgebildet ist, und Hornblende sind die Krystallformen des umschlossenen Olivins deutlich erkennbar. + Nic.; Obj. 4.

„ 10. Lajas; Cb. Körnigstreifiges Hornblendegestein.
Faseriger Plagioklas. Die feinen Fasern verlaufen schief zur Zwillingsgrenze, oft dachartig in zwei benachbarten Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. + Nic.; Obj. 7.

Fig. 11. Ojo del Agua del Toto; Cb. **Hornblendeschiefer** mit aktinolithischer Hornblende und monoklinem Augit.
Die kleinen Hornblendesäulchen innerhalb des Plagioklases sind ungefähr parallel zu den ausserhalb befindlichen Hornblendeindividuen, d. h. zur Schieferung angeordnet. + Nic.; Obj. 4.

„ 12. Nördl. San José del Morro; S. L. **Hornblendeschiefer.**
Die meist krystallographisch begrenzten Hornblendeindividuen sind **linear** parallel angeordnet; die Plagioklasdurchschnitte dazwischen haben die Form von Bruchstücken. + Nic.; Obj. 2.

Petrographische Untersuchungen argentinischer Gesteine, ausgeführt im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin.

V.

Petrographische Untersuchungen an alten Ergussgesteinen.

Von

P. Siepert in Berlin[1].

Hierzu Taf. XII.

Aus der grossen Reihe argentinischer Gesteine, welche die mineralogisch-petrographische Sammlung der Universität Berlin Herrn Prof. Dr. L. Brackebusch verdankt, wurden mir durch Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. C. Klein die alten Ergussgesteine zur Bearbeitung übergeben.

Bezüglich der allgemeinen geologischen Daten möchte ich auf die Arbeiten von:

Dr. Benno Kühn, Untersuchungen an altkrystallinen Schiefergesteinen aus dem Gebiet der argentinischen Republik (dies. Jahrb. 1891. Beil.-Bd. VII. S. 295),

Dr. P. Sabersky, mineralogisch-petrographische Untersuchungen argentinischer Pegmatite (dies. Jahrb. 1891. Beil.-Bd. VII. S. 359),

J. Romberg, Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten (dies. Jahrb. 1892. Beil.-Bd. VIII. S. 275),

---

[1] No. IV. Petrogr. Untersuchungen an Dioriten u. s. w. von J. Romberg wird demnächst erscheinen.



J. Romberg, Untersuchungen an argentinischen Dioriten etc. (dies. Jahrb. 1894. Beil.-Bd. IX. S. 293)
verweisen, ebenso auf

Prof. Dr. Brackebusch's „Reisen in den Cordilleren der argentinischen Republik" (Verhandl. der Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin. No. 1. 1891) und auf dessen geologische Karte.

Prof. Dr. Stelzner's „Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik" (Cassel und Berlin 1885) sind als grundlegende Schrift und

Dr. Franke's „Studien über Cordillerengesteine" (Apolda 1875) gleichfalls an dieser Stelle zu nennen.

Das geologische Auftreten der Quarzporphyre und Porphyrite (beide Gruppen sind von den Forschern nicht immer geschieden und konnten auch im Felde nicht geschieden werden) ist nach den Angaben, welche Prof. Dr. Brackebusch mir freundlichst hat zukommen lassen, sowie nach den Schilderungen, welche Stelzner davon gegeben hat, ungefähr das folgende, wenngleich die Verhältnisse im Einzelnen noch manches an Klarheit zu wünschen übrig lassen, was bei der ungeheueren Ausdehnung des Gebietes nicht Wunder nehmen darf.

Die genannten Gesteine treten besonders in der Ostcordillere in weiter Verbreitung auf. Sie bilden Decken, Stöcke und mehr oder minder mächtige Gänge in Graniten, archäischen und palaeozoischen Schiefern. Ihre Eruptionszeit reicht indess bis weit in die mesozoische Periode hinein. Mit den compacten Gesteinen sind vielfach Tuffe verbunden und „Breccien", welche aus Porphyrbruchstücken bestehen, die durch felsitisches Material zusammengekittet sind [1]. Ein Gestein dieser Art fand sich auch unter den von Prof. Dr. Brackebusch gesammelten Handstücken vor (Baboso, La Rioja). Aus dem Nebeneinander dieser Gesteinsbildungen schliesst Stelzner, dass diese Gesteine das Product einer längeren Eruptionsperiode seien, während welcher sich das Gesteinsmaterial ab und zu geändert haben mag. An diese Vorkommen schliessen sich dann solche in den östlich gelegenen Vorcordilleren und den pampinen Sierren an.

[1] Stelzner, Beiträge, 1885, S. 91.

In der Westcordillere treten auf chilenischem Gebiete die sogenannten „bunten und geschichteten Porphyre" (Darwin, Domeyko, Pissis u. a.) auf. Unter diesem Sammelnamen sind die verschiedenartigsten Gesteine mit den dazu gehörigen Tuffbildungen verstanden. Steinmann vermuthete in einzelnen Diorite, Möricke identificirt verschiedene als Augitporphyrite und Melaphyre. Nach Stelzner gehört ein Theil der unter dem Sammelnamen bunte Porphyre verstandenen Gesteine in die Eruptionsperiode der Andesite und Trachyte. Steinmann wies das mesozoische Alter gewisser Glieder der Porphyrformation sicher nach.

Unter den vorliegenden Gesteinen hat Prof. Brackebusch zwei Vorkommen als Andengesteine bezeichnet. Sie sind in der am Schluss dieser Arbeit stehenden Tabelle unter der Rubrik Augithaltige Hornblendeporphyrite erwähnt.

Brackebusch's „Gangdiorite mit ausgezeichnetem Grünsteinhabitus (z. Th. Diabase, Proterobase, Augitdiorite)" finden sich in den palaeozoischen Schiefern und Grauwacken als schmale Gänge (ob Lagergänge, ist wegen der transversalen Schieferung des Muttergesteins nicht sicher zu erkennen). Ihre Verbreitung wird nach den ungemein häufigen Rollsteinen in den verschiedenen Gegenden eine grosse sein.

Von Brackebusch's „rhätischen Olivindiabasen, Diabasen, Melaphyren, oft mandelsteinartig" hat bereits Stelzner[1] eingehendere Schilderungen entworfen. „Es ist uns gelungen," schreibt Prof. Brackebusch, „ihre weit über Stelzner's Arbeitsfeld hinausgehende Verbreitung nachzuweisen. Sie sind fast überall, wo das Rhät auftritt, vorhanden und zeichnen sich meist durch eine ausgezeichnete Deckenlagerung aus. Am schönsten sind sie wohl am Cerro Rajado, unweit des Paso de Lamar (La Rioja) zu beobachten. Eine viele Meter mächtige Decke hat sich concordant über die durch Verwerfung jetzt unter einem Winkel von circa 30° einfallenden rhätischen Mergel und Sandsteine ergossen und bildet, auf mehrere Kilometer Erstreckung blossgelegt, zu Tage den ganzen nördlichen Abhang des Berges.

[1] Stelzner, Beiträge, 1885, S. 84 f.



Diese Lagerdecke ist in der Mitte von der Spitze bis zum Fusse des relativ 300 m hohen Berges aufgerissen und hat dadurch einen schnurgeraden, mehrere Meter breiten Spalt erzeugt, der dem Berge seinen Namen „gespaltener Berg“ gegeben hat. Dieser Spalt ist zweifelsohne bei der Abkühlung des alten Lavaergusses entstanden und hat noch einen Theil der unterliegenden Sedimentgesteine in Mitleidenschaft gezogen. Besonders schön zeigt sich die Deckenlagerung auch in der Gegend von Paganzo (La Rioja), vorzüglich an der Cuesta de los Torrecillos..... Man wird in fast allen Thälern, die dem weit im Lande verbreiteten Rhät entspringen, Rollsteine dieser Felsarten finden, was auf ihre grosse räumliche Erstreckung schliessen lässt. Da sie in den Juraschichten und den in den nördlichen Provinzen Jujuy, Salta und Tucuman weithin auftretenden, von uns für cretaceisch gehaltenen Schichten nie beobachtet sind (dort treten ähnliche Basalte und Mandelsteine auf, die einen ganz anderen Habitus haben), so ersetzen sie für das Rhät gewissermaassen die Leitfossile.“

Nachdem nunmehr die petrographische Untersuchung einer grösseren Reihe hierher gehöriger Gesteine zu Ende geführt und in ihren Ergebnissen im Folgenden dargestellt ist, wird es die Aufgabe der geologischen Forscher sein, diese Resultate bei einem genaueren Bilde der in Rede stehenden Gebiete zu benutzen. Doch mag zur vorstehenden Skizze bereits hier ergänzend bemerkt werden, dass bezüglich der Verbreitung der von mir untersuchten Gesteine ein Eintrag der Fundpunkte in eine Kartenskizze ergab, dass in der zumeist in Betracht kommenden grossen östlichen Cordillere Quarzporphyre eine sehr grosse Verbreitung besitzen und bemerkenswerther Weise vielfach von Porphyriten begleitet sind. Es finden sich Porphyre und Porphyrite auch in der Anticordillere und den pampinen Sierren. In der Sierra von Cordoba treten die Porphyrite nach dem vorliegenden Material gegen die Quarzporphyre sehr zurück.

Was die basischen Eruptivgesteine vom Charakter der Diabase, Olivindiabase, Augitporphyrite und Melaphyre anlangt, so ist es von Interesse, festzustellen, dass sie nach Möricke in der Formation der bunten Porphyre in der West-

cordillere verbreitet sind, nach dem vorliegenden Material sich auch in der Ostcordillere vorfinden, nach Osten zu verstreut sich einstellen, in Rioja etwa in der Höhe des 30. Breitegrades als grössere Gruppe festgestellt worden sind, und dass sie aus der ganz östlich gelegenen Sierra von Cordoba unter dem vorliegenden Material vermisst werden.

Die alten argentinischen Ergussgesteine zerfallen nach ihrer Feldspathführung in Orthoklasgesteine, durch die Quarzporphyre repräsentirt, und in Plagioklasgesteine. Letztere lassen sich dann weiter in Porphyrite, Diabase, Augitporphyrite und Melaphyre gliedern. Im Folgenden werden diese einzelnen grossen Gruppen besprochen und am Schlusse eine Tabelle gegeben werden, welche, nach Provinzen geordnet, die von Prof. Dr. Brackebusch herrührenden geographischen Coordinaten und die Höhenangaben der einzelnen Fundorte enthält. Eine genauere petrographische Bestimmung habe ich beigefügt.

I. Quarzporphyre.

Die in der Sammlung befindlichen Quarzporphyre weisen folgende makroskopischen Verhältnisse auf: Zunächst ist zu bemerken, dass die Handstücke durchaus nicht von denen europäischer Fundorte zu unterscheiden sind, was auch Stelzner von den von ihm untersuchten Gesteinen angiebt[1]. Es sind dies die Vorkommen von Troya, Jachal, Espinacito, Quebrada de la Laña, der Mendoziner Cordillere, der Sierra de los Granadillos, der Sierra de Cordoba und der Famatinakette. Bei der letzten ist zu erwähnen, dass der „untersilurische“ Quarzporphyr von Potrero de los Angulos, Famatina auch in der Brackebusch'schen Sammlung vertreten ist. Seine Untersuchung ergab dieselben Resultate, welche Stelzner, Beiträge, 1885, S. 59 zusammengestellt hat.

Die Quarzporphyre erscheinen als rothe und braune Gesteine, verhältnissmässig selten treten schwärzliche, graue bis weisse Farben auf. Diese Färbungen kommen gleichmässig

---

[1] Stelzner, Beiträge, 1885, S. 104.

bei mikrogranitischer, granophyrischer und felsophyrischer Entwicklung vor. Der einzige Vitrophyr ist dunkelbraunroth.

Im Allgemeinen erscheinen die Mikrogranite und Granophyre körniger als die anderen, doch giebt es auch vollkommen dichte Varietäten unter ihnen, während manche Felsophyre eine dem blossen Auge fast körnig erscheinende Grundmasse besitzen. In keinem Falle ist aber dieselbe makroskopisch deutlich auflösbar, obschon unter dem Mikroskope manche Gesteine eine verhältnissmässig grosskörnige Grundmasse aufweisen, wie die von El Fierro (San Juan) und Rio San Lorenzo (San Juan).

Fluidalstructur tritt bereits makroskopisch bei einigen Felsophyren (Quebrada de los Helados, San Juan u. a.), sowie beim Vitrophyr von Rio Blanco (San Juan) hervor.

Schlierige Differenzirungen in verschieden gefärbte Massen innerhalb desselben Handstückes finden sich beim Mikrogranit von Aguafria (San Juan), bei welchem längliche, abgerundete, graue Partien ungefähr unter sich parallel in einem röthlichen Untergrunde liegen.

Einen Einschluss von dichtem, schwarzgrauem Hornfels enthält der Mikrogranit von Cumbre de la Brea (San Juan).

Was das Mengenverhältniss der Einsprenglinge zur Grundmasse angeht, so sind hier alle Übergänge zu constatiren, vom Überwiegen der Einsprenglinge (Nispo, Cordoba; Bañado del Simbolguasi, Cordoba) bis zu Gesteinen, welche fast nur aus hornsteinartiger Grundmasse bestehen mit sehr vereinzelten Einsprenglingen (Cerro Batallas, Cordoba; San Pedro, Cordoba; Bañado del Simbolguasi, Cordoba).

Als Einsprenglinge erscheinen makroskopisch Quarz, Feldspath, Magnesiaglimmer und Hornblende.

Als durch Verwitterung entstandene Mineralien wurden ausser Muscovit und Kaolin, der durch Einlagerung von Eisenhydroxyden öfters eine gelbliche Farbe angenommen hat, Chlorit, Epidot und Brauneisen beobachtet.

Die Verwitterungskruste, soweit sie an den Stücken zu beobachten ist, zeigt zuweilen löcherartige Vertiefungen,

welche in den meisten Fällen auf herausgewitterte Feldspäthe zurückzuführen sind (Mikrogranit von Come Caballos, nahe dem Schutzhause, La Rioja; Mikrogranit von Salinas del Leoncito, La Rioja, wo als Zwischenstadium Feldspäthe zu beobachten sind, welche ein löcheriges Gefüge angenommen haben; Felsophyr von Aguadita, nw. San Francisco del Chañar, Cordoba). Auch Hornblende ist bisweilen so fortgeführt (Mikrogranit von Paganzo, La Rioja).

Der Einfluss der Verwitterung auf das Aussehen der in Rede stehenden Gesteine ist ohne Zweifel ein recht bedeutender. Aus der Betrachtung der mikroskopischen Verhältnisse wird sich ergeben, dass die Grundmasse häufig eine nachträgliche Veränderung erfahren hat, die nun auch makroskopisch zum Ausdruck gelangt sein muss. Manche glasige bezw. mikrofelsitische Gesteine werden durch Umänderungen der Grundmasse in feinkrystalline Aggregate getrübt sein[1], und vor allem die braunrothen Gesteine werden ihre Farbe solchen Processen verdanken. Wie sich Eisenhydroxyde in den Feldspathen abgesetzt haben, werden sie auch in die Grundmasse eingedrungen sein. Ein wesentlicher Umstand scheint zu sein, dass grade die dichten Grundmassen oft noch in schwärzlichen Farbentönen erscheinen, die gröberen aber roth und braunroth sind. Sicher durch Verwitterung hervorgerufene Verschiedenheiten finden sich z. B. beim Granophyr von Tranquitas (Tucuman), von dem ein Rollstück eine äussere dunkelrothe Zone und eine innere hellrothe Masse erkennen lässt.

Makroskopisches und mikroskopisches Verhalten der in den Quarzporphyren vorkommenden Mineralien.

Der makroskopisch sichtbare Quarz zeigt öfters die stark verrundeten krystallographischen Formen $\pm R (10\bar{1}1, 01\bar{1}1)$. Die Grösse der Quarzeinsprenglinge schwankt von der einer grossen Erbse bis zu winzigen Partikelchen. In den Hand-

[1] Vergl. Sauer, Erläuterungen zur Section Meissen. Leipzig 1881. S. 81 f., und Porphyrstudien (Mitth. d. grossh. bad. geol. Landesanstalt II. Bd.; XXII. 1893. S. 795 f.).



stücken von Salinas del Leoncito (La Rioja) z. Th., sowie von Paganzo (La Rioja) und von Paso del Agua Negra (San Juan) konnte ich makroskopisch keinen Quarz beobachten. In den meisten Vorkommen ist der Quarz farblos oder milchigweiss, doch zeigt er bisweilen auch dunkle Farbe, welche indess auf das Umgebensein von dunkler Grundmasse zurückzuführen ist, da herauspräparirte Körner hell erscheinen. Doch ist zu bemerken, dass bei den Mikrograniten von Burrito muerto (Catamarca), Cajon de la Punta Negra (San Juan) und von Cumbre de la Brea (San Juan) dunkler Rauchquarz vorhanden ist, der erst beim Glühen farblos wird.

Unter dem Mikroskope tritt der Quarz oft in der Combination $\pm R$ (10$\bar{1}$1, 01$\bar{1}$1), ∞R (10$\bar{1}$0) mit abgerundeten Kanten und Ecken auf. Neben diesen Krystallen kommen auch regellos begrenzte Individuen vor. Recht verbreitet sind tiefe Einbuchtungen, in welche Grundmasse eingedrungen ist und welche bekanntlich zumeist auf magmatische Resorption zurückgeführt werden.

Um Zwillingsbildungen und zugleich eine etwaige Gesetzmässigkeit in dem Vorkommen von rechts- oder linksdrehenden Quarzen nachweisen zu können, wurden aus einer Anzahl von Handstücken, welche sich durch grössere Quarzeinsprenglinge auszeichneten, Quarze herauspräparirt, indem von den Handstücken dünne Splitter abgesprengt und aus diesen die Quarzkörner herausgebrochen wurden. Die so isolirten Quarze wurden dann in dem von H. Geh. Bergrath Prof. Dr. C. Klein angegebenen Drehapparate[1] in Anisöl als Medium ähnlicher Brechbarkeit sowohl im convergenten Lichte, als auch im parallelen polarisirten Na-Lichte untersucht. Bei geringer Grösse wurde nur im parallelen polarisirten Na-Lichte geprüft. Es kamen zur Untersuchung Quarze folgender Fundpunkte (es wurden in der nun folgenden Tabelle auch ein Tuff und ein Porphyrit angefügt) und es ergab sich nachstehendes Verhältniss:

[1] Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. 1890. S. 347 u. 703; 1891. S. 435.

Gestein	Rechts-drehend	Links-drehend	Summe
Granophyr von Ampuyaco (Catamarca) . . .	2	2	4
Mikrogranit von Come Caballos, nahe dem Schutzhause (La Rioja)	3	3	6
Granophyr von Cajon de la Punta Negra (San Juan)	—	5	5
Mikrogranit von Angostura (San Juan) . . .	3	3	6
Mikrogranit von Vaquita muerta (San Juan) .	3	2	5
Felsophyr von Quebrada de los Helados (San Juan)	1	5	6
Mikrogranit von Cerro Quilino (Cordoba) . .	3	5	8
Tuff von Quebrada Visvis (Catamarca) . . .	3	—	3
Quarzglimmerhornblendeporphyrit von Zw. Saltito und Totorilla, Pertigo (Cordoba)	1	4	5
Summe	19	29	48

Es wurden also unter 48 Krystallen 19 rechts- und 29 linksdrehend gefunden. In fünf Gesteinen waren rechts- und linksdrehende in etwa gleicher Zahl vorhanden, bei einem ergab sich ein deutlicher Überschuss der rechtsdrehenden, bei dreien ein solcher der linksdrehenden Individuen. Zwillingsbildung von Rechts- und Linksquarzen wurden nicht beobachtet; dieselben giebt auch Mügge[1] nur als Seltenheit an. Die Drehung der Krystalle war vielmehr eine einheitliche und auch Airy'sche Spiralen, auf eine Überlagerung von rechts und links drehender Substanz hinweisend, wurden nicht aufgefunden.

Von Verwachsungen mehrerer Quarze seien hier die bekannten hypoparallelen Vereinigungen mehrerer Individuen aus dem Grunde erwähnt, weil sich zuweilen nachweisen liess, dass dieselben ursprünglich und nicht etwa durch nachträgliche Verschiebung der Theile eines Quarzkrystalles hervorgegangen sind. Ein solcher Quarzdurchschnitt fand sich zum Beispiel in einem Granophyr von Angostura (San Juan). Hier bilden drei Individuen mit etwas abweichenden Auslöschungsrichtungen ein abgerundetes Korn, umgeben von einer Aureole, die nun ebenfalls in drei Theile zerfällt. Jeder derselben stimmt optisch und räumlich mit dem jeweils anliegenden Quarztheile überein (Fig. 1). Wäre die Theilung

[1] O. Mügge, Über den Krystallbau von pyrogenen Quarzen. Dies. Jahrb. 1892. I. 1 f.

und Verschiebung der Quarze secundärer Natur, so hätte die Aureole, bei ihrem eigenthümlichen Aufbau aus nicht parallel gestellten Einzeltheilchen, nicht wie ein einheitliches Gebilde verändert werden können.

Spaltrisse des Quarzes, deren Lage nicht näher zu bestimmen war, sind in einzelnen Fällen mit bemerkenswerther Deutlichkeit vorhanden. So finden sich auch in den Porphyren die schon von Romberg bei den argentinischen Graniten[1] beschriebenen „zopfartigen" Sprungsysteme wieder (Vitrophyr vom Rio Blanco, San Juan z. B.). Gleichfalls sind wahrscheinlich auf rhomboëdrische Spaltbarkeit die Sprünge im Quarze des Granophyrs von Ampuyaco (Catamarca) zurückzuführen. Diese feinen Sprünge sind anscheinend bei der Herstellung des Dünnschliffes entstanden und finden sich gerne in der Nähe grösserer, gleichfalls beim Schleifen entstandener Spalten. Fig. 2 zeigt ihren zur verrundeten Umgrenzung des Quarzes annähernd parallelen Verlauf.

In besonders schöner Ausbildung zeigen die Quarze zuweilen die von Druck herrührenden Striemen[2]. Bald durchzieht den Durchschnitt nur eine Anzahl parallel gerichteter Streifen (Granophyr von Mesada, Famatina und von Cajon, Famatina, La Rioja), bald sind es annähernd senkrecht auf einander stehende oder auch etwa 120° mit einander bildende Systeme, wie in den Schliffen von Cajon, Famatina (La Rioja). Diese schon im gewöhnlichen Lichte erkennbaren, im polarisirten Lichte sich besonders heraushebenden Streifen verlaufen gewöhnlich geradlinig, bei Mesada wurde jedoch auch ein gebogenes System, verbunden mit undulöser Auslöschung, beobachtet. Bemerkenswerth ist, dass diese Striemen nicht nur bei regellos begrenzten Quarzkörnern, sondern auch bei wohlumgrenzten Krystallen vorkommen. Welches die krystallographische Lage dieser Strie-

---

[1] Dies. Jahrb. 1892. Beil.-Bd. VIII. 295.

[2] Kalkowsky, Gneissformation des Eulengebirges. 1878. S. 26. — Lossen, Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde. 1883. S. 158. — Küch, Mineral. u. petrogr. Mittheil. VI. 1885. S. 100, 116. — Bergt, Ebendaselbst. X. 1889. S. 232. — Judd, On the developement of a lamellar structure in quartz by mechanical means. Min. Mag. VIII. 1888. S. 1. — J. Romberg, Dies. Jahrb. 1892. Beil.-Bd. VIII. 295.

men sei, liess sich nicht genau bestimmen. Aus ihrem Verhalten in orientirten Schliffen ⊥ und ♯ c ging hervor, dass sie parallel den Combinationskanten R/∞R . (10$\bar{1}$1/10$\bar{1}$0) eingelagert sind, mithin also einer Fläche entsprechen, welche zwischen ∞R . (10$\bar{1}$0) und 0R . (0001) liegt. Nach Judd entsprechen die Striemen Zwillingslamellen, welche // ±R . (10$\bar{1}$1, 01$\bar{1}$1) eingelagert sind (Granophyr von Cajon, Famatina, La Rioja).

Sonst deuten sich moleculare Spannungen zuweilen durch undulöse Auslöschung an. Eigenthümliche Feldertheilungen, welche sich um Einschlüsse in Quarzen, besonders der Mikrogranite von Rio Losas (Catamarca) und von „Weg von San Pedro nach Casas viejas (Cordoba)“ finden, seien hier genauer beschrieben. In einem Quarzdurchschnitt im Mikrogranit von Rio Losas z. B. sind zwei Grundmasseneinschlüsse vorhanden, der eine von rundlich unregelmässiger, der andere von verrundeter dihexaëdrischer Form. In ihrer Umgebung hat sich eine optische Differenzirung des Quarzes in der Art vollzogen, dass im polarisirten Lichte eine Vierfeldertheilung heraustritt. Die vier Felder in der Umgebung des dihexaëderartigen Einschlusses stossen, wie Fig. 3 zeigt, mit geradlinigen Grenzen zusammen, welche von den Ecken des Einschlusses ausgehen. Je zwei durch eine Grenzlinie getrennte Felder löschen ungefähr symmetrisch entgegengesetzt mit einer Schiefe von circa 8° zur Grenze aus, je zwei diagonal gegenüberliegende aber zu gleicher Zeit. Die ähnliche Feldertheilung um den zweiten Einschluss des betreffenden Quarzdurchschnittes erweist sich in ihrer optischen Orientirung als parallel mit der ersten. Ein Feld haben die beiden Feldertheilungen sogar gemeinsam. Ganz ähnliche Erscheinungen wurden im Mikrogranite von „Weg von San Pedro nach Casas viejas (Cordoba)“ und im Quarzdioritporphyrit von Boca de Chaschuil (Catamarca) (das möge hier gleich vorweggenommen werden) bemerkt. Im ersteren Gestein bietet ein Quarzdurchschnitt die Erscheinung so dar, dass die Feldergrenzen nicht von den Ecken des hier deutlich dihexaëdrischen Grundmasseneinschlusses ausgehen, sondern verschoben erscheinen, wie Fig. 4 es darstellt. Die Feldergrenzen sind hier fernerhin nicht so scharf, wie es beim Mikrogranit von Rio Losas der Fall ist.

Bezüglich der Lage der in Rede stehenden Durchschnitte liess sich beim Mikrogranit von Rio Losas, besonders aber beim Mikrogranit von „Weg von San Pedro nach Casas viejas“ feststellen, dass sie etwa nach einer Ebene // zur c-Axe getroffen sind. Im convergenten polarisirten Lichte wurden deutliche Störungen der Interferenzerscheinungen nicht erkannt infolge der Dünne des Schliffes. Diese Erscheinungen haben in Bezug auf die Lehre von den optischen Anomalien Bedeutung, insofern als die von Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. C. Klein vertretene Auffassung, dass diese Erscheinungen öfters auf regelmässige Spannungen zurückzuführen sind, hier eine erneute Bestätigung erfährt.

Es ist wohl nicht anzunehmen, dass die Quarze der erwähnten Gesteine aus ursprünglicher Anlage heraus die nicht parallele Anordnung ihrer einzelnen Theilchen, wie sie sich durch undulöse Auslöschung und schliesslich auch durch die beschriebene Feldertheilung ausdrückt, besessen haben. Die Erklärung für das Zustandekommen der Feldertheilung kann wohl eine zweifache sein. Entweder hat man in den Einschlüssen der Quarzdurchschnitte die unmittelbare Ursache der Feldertheilung zu suchen, ähnlich wie ja auch sonst bei Spannungserscheinungen um Einschlüsse angenommen wird. Es liesse sich denken, dass durch die ungleiche Zusammenziehung von Einschluss und Quarz beim Erkalten der Gesteine eine regelmässig orientirte Spannung hervorgerufen wird, die sich hier als Feldertheilung kundgiebt.

Man könnte andererseits auch den Gebirgsdruck als Ursache der optischen Anomalie heranziehen. Auch durch ihn werden Störungen im Aufbau der Krystalle veranlasst, welche im vorliegenden Falle nun besonders um die dihexaëderförmigen Einschlüsse einen regelmässigen Verlauf nehmen. Bei beiden Erklärungsweisen ist das secundäre Zustandekommen der Feldertheilung allein als zulässig anzunehmen und so aufs Neue dargethan, dass optische Anomalien, insbesondere eine regelmässige Feldertheilung, die bekanntlich manche Forscher stets für ursprünglich halten, durch secundäre Einwirkungen, welche Spannungen erzeugen, zu Stande kommen können.

Eine weitere auffallende Erscheinung äussert sich darin, dass Quarze, welche in gewöhnlichem Lichte als einheitliche

Krystalle erscheinen, im polarisirten Lichte sich als aus eckigen, verschieden auslöschenden Theilstücken zusammengesetzt erweisen. Besonders auffallend ist hier der geradlinige Verlauf der Krystallbegrenzungen beim Mikrogranit von Nispo (Cordoba), obwohl die optische Orientirung der einzelnen Körner doch eine so ungemein verschiedene ist. Fig. 5 giebt diese Verhältnisse wieder, welche in der Literatur vielfach beschrieben und aus argentinischen Graniten bereits von Romberg [1] erwähnt wurden. Vielleicht haben wir in dieser Erscheinung Druckwirkungen vor uns, vielleicht verdankt dieses Quarzkornaggregat auch Temperaturdifferenzen seine Entstehung.

Zertrümmerungen unter Verlust der Formen finden sich recht schön bei dem Mikrogranit von Cerro de Quilino (Cordoba).

Schwieriger zu erklären sind eigenthümliche Quarzschnüre im Vitrophyr von Rio Blanco (San Juan). Die Grundmasse des Gesteines erscheint z. Th. in braunen, z. Th. in farblosen Bändern, welche sich in fluidaler Anordnung um die Einsprenglinge von wenig verändertem Quarz herumschlingen (Fig. 6). Im polarisirten Lichte erweisen sich die farblosen Züge als hauptsächlich aus zackig begrenzten Quarzkörnern und Erzstäubchen bestehend, während die braunen auch im polarisirten Lichte noch einheitlicher erscheinen, indess durch eine schwache Polarisationswirkung gleichfalls ihren Zerfall andeuten. Hiernach erscheinen die Quarzschnüre nicht als deformirte Quarzeinsprenglinge, wie man vielleicht vermuthen könnte; vielmehr ist die Erklärung in Verwitterungsvorgängen [2] zu suchen, da einerseits die Quarze kaum ursprünglich so zackig in einander gegriffen haben werden, andererseits noch grössere Quarzeinsprenglinge in der Grundmasse liegen, ohne Spuren von Druckwirkungen aufzuweisen.

An Einschlüssen sind die Quarze im Allgemeinen sehr reich. Von Mineralien wurden beobachtet: Zirkon, Apatit, Erz, Glimmer (bei Angostura, San Juan mit einem

[1] Dies. Jahrb. 1892. Beil.-Bd. VIII. 364.

[2] Vergl. Sauer, Erläuterungen zur Section Meissen. Leipzig 1881. S. 81 f., und Porphyrstudien (Mitth. d. grossherzogl. bad. geol. Landesanst. II. Bd.; XXII. 1893. S. 795 f.).

Hofe und Zirkon darin), Rutil und winzige, kurze Nadeln, die vielleicht zum Apatit zu stellen sind. Ausserdem kamen noch Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen und unbeweglichen Bläschen in regelloser Vertheilung oder auch in schnurgeraden Reihen angeordnet oder wolkenartig zusammengehäuft in den Durchschnitten zur Beobachtung. Auch Glas- und Grundmasseneinschlüsse finden sich nicht selten, bei dem Mikrogranit von Aguafria (San Juan) mit dunklem Erzknäuel.

Der makroskopische orthoklastische Feldspath zeigt, wenn er krystallographisch begrenzt ist, die Formen $0P$ (001), ∞P (110), $\infty P\breve{\infty}$ (010), $2P\bar{\infty}$ (201), auch wohl $\infty P\bar{\infty}$ (100) (Abra del Mal Paso, Jujuy) und $\infty P\grave{3}$ (130) (Quebrada de Conconta, San Juan). Gar nicht selten sind die mit vorherrschendem $\infty P\breve{\infty}$ (010) ausgebildeten Täfelchen nach dem Karlsbader Gesetze verzwillingt. Krystalle, deren Dimensionen unter etwa 0,5 cm bleiben, sind die gewöhnlichen, grössere finden sich seltener, beim Mikrogranit von Vaquita muerta (San Juan) solche von etwas über 2 cm Länge und 1 cm Breite. Die Färbung ist in den meisten Fällen eine röthliche bis braune, doch kommen auch weiss- und grünlichgefärbte vor. Öfters ist der Kern der weisslichen Krystalle durch Eisenhydroxyde braun oder roth gefärbt (Angostura, San Juan, Paso del Agua Negra, San Juan), oder dieselben sind randlich braun, während der Kern noch weisslich ist (Rio San Lorenzo, San Juan). Gewöhnlich haben die Krystalle das trübe Aussehen der Feldspathe der granitischen Gesteine, doch kommen beim Granophyr von Tranquitas (Tucuman) nur randlich weisse, sehr frische, adularähnliche Feldspathe mit Mondscheinschiller auf $\infty P\bar{\infty}$ (100) vor. Durch Verwitterung geht im Allgemeinen aus dem Orthoklas Kaolin hervor; bei dem Mikrogranit von Nispo (Cordoba) ist Muscovit als Verwitterungsproduct von Orthoklas zu erkennen.

Makroskopisch schon erkennbar finden sich zweierlei Feldspathe, z. B. im Granophyr von Quebrada de Conconta (San Juan), welcher neben rothem Orthoklas helleren, weisslichen Plagioklas führt, und im Granophyr von

Angostura (San Juan), wo neben weissem Orthoklas grünlich gefärbter Plagioklas vorkommt. Hell und klar ist der neben rothem Orthoklas vorkommende Plagioklas im Mikrogranit von Paganzo (La Rioja).

Unter dem Mikroskope erkennt man zunächst, dass der Feldspath vorwaltend dem Orthoklas, daneben auch wohl dem Mikroklin und dem Plagioklas angehört.

Der Orthoklas als Einsprengling tritt auch unter dem Mikroskope zumeist mit krystallographischer Flächenentwickelung auf, wenn auch die Krystalle öfters nicht allseitig von Krystallflächen, sondern auch von Bruchflächen begrenzt sind. In quadratischen und oblongen kleinen Krystallen, kaum als Einsprenglinge zu deuten, aber durch schöne Formenentwickelung ausgezeichnet, finden sich Feldspathe in den Sphärolithen und sphärolithischen Büscheln des Granophyrs von Ampuyaco (Catamarca) neben stiefelknechtförmigen Skeletten von ebensolchen Krystallen, ebenso in den sphärolithischen Büscheln des Granophyrs von Bañado del Simbolguasi (Cordoba) (Fig. 7).

Weit verbreitet ist die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetze. Im Mikrogranit von Vaquita muerta (San Juan) findet sich eine schiefe, regelmässige Durchkreuzung zweier leistenförmigen Karlsbader Zwillinge.

Von gesetzmässigen Verwachsungen seien an dieser Stelle die zwischen Orthoklas und Albit genannt, welche wohl auf eine Einwanderung des Albits zurückzuführen sind, ähnlich den bekannten makroskopischen Verwachsungen aus den schlesischen Graniten, dem Gabbro des Radauthales u. s. w. So findet der Albit sich in kleinen Tupfen in den grossen Orthoklaskrystallen des Granophyrs von Bañado del Simbolguasi (Cordoba), in den kleineren Krystallen des Felsophyrs von Angosto, Rio Chaschuil (Catamarca).

Während man die erwähnten Albiteinlagerungen wohl nicht für primäre Einschlüsse zu halten haben wird, auch nicht die Quarzschnüre und Pegmatitbildungen in den Hohlräumen des Feldspathes des Granophyrs von Bañado del Simbolguasi (Cordoba); sind an solchen zu verzeichnen: Zirkon, Apatit, chloritisirter Glimmer und Erzkörnchen.

Von Verwitterungserscheinungen findet sich besonders Kaolinbildung recht häufig. Die randlich getrübten, frischen, glasig aussehenden Feldspäthe des Granophyrs von Tranquitas (Tucuman) mit Absonderung nach ungefähr $\infty P \bar{\infty}$ (100) lassen unter dem Mikroskope erkennen, dass die Trübung beruht auf dem Eindringen von Kaolin in zahllosen, kurzen, feinen Sprüngen vom Rande her. Die Risse, welche durch die Querabsonderung hervorgerufen sind, geben ebenfalls Herde für die Kaolinisirung ab. Die Unterscheidung von Kaolin und Muscovit ist bekanntlich eine schwierige, doch liegt im Mikrogranit von Nispo (Cordoba) sicher Muscovitbildung durch Verwitterung vor.

Die an Mikroklin erinnernde Gitterstructur im Feldspath findet sich in dem Felsophyr von San Pedro (Cordoba). Undulöse Auslöschung des Feldspathes und Quarzes, randliche Zertrümmerung des letzteren, fast S-förmige Biegung und Ausfaserung des Glimmers legen die Vermuthung nahe, dass hier die Gitterstructur Druckwirkungen ihre Entstehung verdankt, wie dies wohl zuerst Lehmann[1] für andere Gesteine bekanntlich angenommen hat.

Neben dem monoklinen Feldspath, wenn auch dagegen zurücktretend, kommt ziemlich häufig plagioklastischer Kalknatronfeldspath von sehr feiner Lamellirung vor, der zu den SiO_2-reichen Gliedern der Plagioklasreihe zu stellen ist. Um sicher zu gehen, wurden von grösseren Einsprenglingen Spaltblättchen // OP (001) auf ihre Auslöschungsschiefe untersucht. Es ergaben sich hieran, sowie an geeigneten Durchschnitten in den Schliffen als Werthe der Auslöschungsschiefen solche zwischen 2^0 und 5^0.

Krystallformen erscheinen weniger häufig als beim Orthoklas; meistens sind die Einsprenglinge Bruchstücke, seltener rundliche Körner.

Bisweilen (Granophyr von Abra del Jume, Catamarca) zeigen die Plagioklase Neigung, an den Enden der leistenförmigen Durchschnitte in pinselförmige Aggregate überzugehen, wie es auch sonst vom Plagioklas hin und wieder beschrieben wird.

---

[1] Sitzungsber. d. schles. Gesellsch. f. vaterl. Cultur vom 20. Jan. 1886.

Zwillingsbildung findet sich entweder nach dem Albit- und Karlsbader Gesetze allein oder nach diesem und dem Periklingesetze gleichzeitig. Die Abart des Albitgesetzes, welche von G. Rose am Albit von Roc tourné beschrieben wurde, und deren weite Verbreitung beim Mikroklin Sabersky[1] darlegte, und welche schliesslich auch bei den Feldspathen anderer Gesteine häufiger vorkommt[2], wurde nicht selten bei den in Rede stehenden Porphyren beobachtet, so besonders in Mikrogranit von Vaquita muerta (San Juan). In demselben Gesteine finden sich auch Durchschnitte mit auffallend breiten, sich kreuzenden Lamellen (Fig. 8), die etwa den Eindruck eines Schachbrettes machen, und die wohl als eine wiederholte Roctournézwillingsbildung anzusehen sein dürften. Roctournézwillinge wurden des Ferneren beobachtet in den Granophyren von Cuesta del Rio Blanco (San Juan) und Bañado del Simbolguasi (Cordoba).

In manchen Schliffen zeigen die Plagioklase eine ausgezeichnete Zonenstructur (Felsophyr von Come Caballos, La Rioja; Mikrogranit vom Aufstieg zur Brea, La Rioja), die bald regelmässig verläuft, dann aber auch als Umrandung eines verrundeten Kernes durch krystallographisch begrenzte Zonen sich darstellt. Hiermit ist gewöhnlich eine Abweichung in der Auslöschungsschiefe verbunden, z. B. findet sich im Felsophyr von Come Caballos (La Rioja) ein Durchschnitt, dessen deutlich lamellirter Kern eine Auslöschungsschiefe von 6° und dessen sehr feinlamellirter Mantel eine solche von etwa 2° aufweist.

An Einschlüssen kamen zur Beobachtung: Apatit, lange, dunkle Nadeln fraglicher Natur und staubförmige Einschlüsse.

Verwitterungsvorgänge äussern sich im Plagioklas durch auf Spalten abgesetztes Brauneisen, durch Epidot-, Kaolin- und Calcitbildung. Ausgezeichnete Calcitpseudomorphosen findet man bei dem Mikrogranit von Salinas del

[1] Dies. Jahrb. 1891. Beil.-Bd. VIII.

[2] F. Rinne, Norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanst. 1892. S. 47.

Leoncito (La Rioja), wo in den Feldspathen sich auch gleichzeitig helle glimmerige Substanz abgeschieden hat.

Von Mineralien der Glimmergruppe kommt, abgesehen von dem als Verwitterungsproduct auftretenden Muscovit makroskopisch nur der Magnesiaglimmer in Betracht. Er tritt an Häufigkeit gegenüber dem Quarz und Feldspath bedeutend zurück und kommt in einzelnen, dünnen, hexagonal begrenzten Blättchen oder in zusammengehäuften Blättchen (Nispo, Cordoba), selten in dickeren Krystallen (Mikrogranit von Vaquita muerta, San Juan; Granophyr von Bañado del Simbolguasi, Cordoba) vor. Er ist von brauner oder schwarzer Farbe, die oft durch Ausbleichen in Gelb (Felsophyr von Cienega larga, Catamarca) oder durch Chloritisirung in Grün übergegangen ist.

Auch im mikroskopischen Bilde finden sich die beim Mikrogranit von Nispo (Cordoba) als makroskopische Gebilde erwähnten Zusammenhäufungen kleiner Glimmerschuppen zu rundlichen oder unregelmässigen Haufwerken wieder (z. B. Felsophyr von Come Caballos, La Rioja). Sie erinnern hier besonders durch ihren Gehalt an Magnetit an die Resorptionserscheinungen, welche der Magnesiaglimmer in jungvulcanischen Gesteinen bekanntlich oft erfahren hat.

Es sei bezüglich dieser Gesteine (Nispo und Come Caballos) gleich hier erwähnt, dass bei ihnen der Magnesiaglimmer in winzigen Schuppen auch in der Grundmasse erscheint. Die zahlreichen oft vorkommenden Chloritschüppchen in der Grundmasse sind wohl nur dann mit einiger Sicherheit auf primären Biotit zu beziehen, wenn, wie beim Mikrogranit von Vaquita muerta (San Juan), der Biotit auch als Einsprengling vorkommt. Andererseits erweckt es nicht selten den Anschein, als haben die Einsprenglinge das Material für die Durchdringung der Grundmasse mit Chlorit abgegeben, wenn nämlich die Chloritschuppen wie ein Strom von den ersteren sich ergiessen.

Die Einwirkungen eines in Folge fluidaler Bewegung des Magmas oder beim Vorgange der Gebirgsbildung bewirkten Druckes, dessen Wirkungen bei den argentinischen Porphyren gar nicht so selten zur Beobachtung gelangen (vergl. Quarz und Feldspath), äussern sich in bekannter Weise darin, dass

die ursprünglich geraden Glimmertafeln die mannigfachsten Biegungen angenommen haben, womit vielfach eine Auflösung und Ausfaserung der Enden verbunden ist.

An Einschlüssen ist der Magnesiaglimmer sehr reich, besonders kommt hier der Magnetit in Frage, welcher in Körnern und krystallographisch begrenzten Individuen auftritt und oft so überhand nimmt, dass von dem Glimmer nur wenig mehr zu sehen ist. Doch dürfte mancher Magnetit secundärer Natur sein (Mikrogranit von Burrito muerto, Catamarca). Dasselbe gilt vom blutrothen Eisenglanz, vom Epidot und vom sog. Leukoxen.

Ferner sind als Einschlüsse zu nennen Apatit, Zirkon mit pleochroitischem Hofe, Rutil in Sagenitform (Mikrogranit von Cumbre de la Brea, San Juan). Beim Felsophyr von Cienega larga (Catamarca) liegen in gebleichtem Biotit zahlreiche quadratische Täfelchen, die nach ihrem Brechungs- und Doppelbrechungsverhalten recht wohl für Anatas gehalten werden können. Sein Entstehen wird dies Mineral der Verwitterung verdanken.

Von Verwitterungserscheinungen ist neben der schon erwähnten Ausbleichung des Glimmers seine häufige Verwandlung in Chlorit zu besprechen. Diese scheint fast immer vom Rande aus ins Innere hinein vor sich zu gehen, wenigstens finden sich häufig Täfelchen, welche randlich chloritisirt und im Inneren noch frisch sind; andere sind bis auf einen oder wenige winzige Glimmerreste umgeändert, bis schliesslich der Glimmer überhaupt verschwunden ist. Bemerkenswerth erscheint, dass die pleochroitischen Höfe um Zirkoneinschlüsse trotz der Chloritisierung voll erhalten bleiben (Granophyr von Lavaderos, San Juan u. a.). Andere bei der Verwitterung im Glimmer entstehende Mineralien sind schon bei den Einschlüssen erwähnt.

In der Grundmasse des Mikrogranites und des Felsophyres von Angostura (San Juan) tritt neben Granitschüppchen reichlich ein heller Glimmer auf. Ob indess in diesen mikroskopischen Leistchen nicht gebleichter Biotit vorliegt, ist schwer bestimmt zu sagen. Auch der Mikrogranit von Abra del Mal Paso (Jujuy) hat hellen Glimmer in der Grundmasse als Verwitterungsproduct. Der von Nispo (Cordoba) ist bereits beim Feldspath erwähnt.

Hornblende kommt sehr spärlich vor und ist allemal mit dem reichlicheren Auftreten von Plagioklas verknüpft. Schöne, grünlichschwarze, scharf ausgebildete Krystalle ∞P (110), ∞P∞̀ (010), P (1̄11) und 0P (001), meist verzwillingt nach ∞P∞̄ (100) zeigt der Mikrogranit von Paganzo (La Rioja), doch erweisen sich diese Krystalle unter dem Mikroskope als Pseudomorphosen aus reichlichem Kalkspath und etwas Chlorit bestehend. Hornblende erscheint ferner makroskopisch im Mikrogranit von Cumbre de la Brea (La Rioja). Sie ist hier noch leidlich frisch, während sie im Granophyr von Aceillos (San Juan) chloritisirt ist.

Augit ist nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

Zirkon findet sich ziemlich häufig in den Quarzporphyren bald in kurzen von ∞P (110) und P (111), auch wohl von ∞P (110), ∞P∞ (100) und P (111) begrenzten Krystallen, bald auch in rundlichen Körnern, farblos mit einem Anflug ins Gelbliche. Ein Zirkon im Mikrogranit von Minas Animas (San Juan) zeigt um einen farblosen Kern eine gelblichere Rinde. Gewöhnlich findet sich der Zirkon in Verbindung mit Erz oder Glimmer. Wo er als Glimmereinschluss auftritt, ist er von einem pleochroitischen Hofe begleitet, welcher bei der Chloritisirung des Glimmers erhalten bleibt. Mitunter (Mikrogranit von Leoncito, San Juan) beobachtet man auch solche Höfe, ohne dass Zirkon darinnen vorkommt; dann dürfte wohl der Schnitt nicht tief genug gehen und noch nicht den Zirkon, nur den Hof getroffen haben.

Apatit tritt in den bekannten, grellweissen, gegliederten Säulen ∞P (101̄0), 0P (0001), bisweilen mit P (101̄1) auf, gerne in Gesellschaft mit Erz, auch als Einschluss in Glimmer, Feldspath und Quarz. Ein Durchschnitt mit den Formen ∞P (101̄0), ∞P2 (112̄0) findet sich als Einschluss im Quarz des Mikrogranites von Angostura (San Juan) mit Glimmer verwachsen, so dass die c-Axen beider annähernd parallel verlaufen.

Titanit wurde in verrundeten Körnern z. Th. als Basiszwillinge hin und wieder beobachtet (Granophyr von Paso del Agua Negra, San Juan; Felsophyr von Paso de la Peña Negra, La Rioja), gewöhnlich in Verbindung mit Erz oder Glimmer.

Von Erzen ist makroskopisch erkennbar Eisenkies in dem Mikrogranit von Minas Animas (San Juan) und dem Granophyr von Zw. Jume und Chaschuil (Catamarca) in kleinen gelben Pünktchen. Unter dem Mikroskope kommen noch Magnetit, Eisenglanz und Brauneisen hinzu.

Der Ausbildung der Grundmasse nach lassen sich auch die argentinischen Quarzporphyre in Mikrogranite, Granophyre, Felsophyre und Vitrophyre gliedern.

Der mikrogranitische Typus (Mikrogranitporphyr Chelius) umfasst diejenigen Gesteine, welche eine holokrystalline Grundmasse ohne Fluidalstructur besitzen. Quarz und Feldspath in zumeist unregelmässig begrenzten Körnern füllen die Zwischenräume zwischen den Einsprenglingen aus. Meistens sind die helleren Quarze im Übergewicht, oft jedoch auch beide Bestandtheile im Gleichgewicht. Wenn das erstere der Fall ist, scheint der Quarz auch als Einsprengling mehr hervorzutreten. Zu diesen beiden Componenten tritt in einzelnen Fällen noch Magnesiaglimmer (Nispo, Cordoba); heller Glimmer (Angostura, San Juan; Abra del Mal Paso, Jujuy), Magnetit, dann Zirkon, Apatit, von Secundärproducten Chlorit, Epidot, Eisenglanz und Eisenoxydhydrate. Die Individuen haben bald eine einheitliche Grösse, bald lassen sich aber auch Abwechselungen von gröberer Ausbildung mit feinkörniger in demselben Schliffe (z. B. Aguafria, San Juan) constatiren, in welch letzterem Falle sich gar nicht selten ein Übergang zur Granophyrstructur einstellt, dadurch, dass der zackig gestaltete Quarz felderweise die Feldspathkörnchen umwächst (Rio Losas, Catamarca; Come Caballos, La Rioja; Salinas del Leoncito, La Rioja). Vielleicht liegt in diesem Falle eine secundäre Durchtränkung mit Quarz vor (vergl. Granophyr).

Bei den Quarzporphyren mit Granophyrgrundmasse sind zwei Ausbildungen zu erwähnen, solche mit mikropegmatitischer Grundmasse und solche, bei denen zu dieser mehr oder minder zahlreiche pseudosphärolithische Verwachsungen von Quarz und Feldspath hinzukommen. Die Individuen dieser Pseudosphärolithen sind in einfacheren Fällen ungefähr radiär angeordnete Strahlen, an die sich bei complicirteren Seitenzweige ansetzen, die sich ebenfalls weiter

gliedern können. Als Mittelpunkt des Ganzen hat vielfach ein winziger Krystall gedient, wie sich überhaupt die Erscheinung häufig findet, dass besonders die kleineren Feldspatheinsprenglinge Neigung haben, strahlig in die Grundmasse fortzuwachsen. Fig. 9 stellt ein Beispiel solcher granophyrischen Verzweigungen aus dem Gestein von Zw. Jume und Chaschuil (Catamarca) dar. Zwei sich an den Enden zerfasernde Feldspathe durchschneiden sich ungefähr rechtwinkelig.

Bemerkenswerth sind sphärolititische Bildungen im Granophyr von Veladero (Cordoba). Dieselben bestehen im Innern aus feinen meist aus Feldspath gebildeten Strahlen, während am Rande der kreisförmigen Durchschnitte eine mikropegmatitische Verwachsung von Quarz und Feldspath bei vorherrschendem Quarz sich einstellt. Fig. 10 giebt diese eigenthümlichen Bildungen wieder. Andere Pseudosphärolithe aus demselben Gestein erscheinen central, fast wie einheitliche Krystalle und gehen erst seitlich in strahlige und schliesslich in deutliche granophyrische Verwachsungen über, wie Fig. 11 es vorstellen soll. Die Grössenverhältnisse der die Pseudosphärolithen aufbauenden Strahlen sind sehr schwankende, von grober Ausbildung (Veladero, Cordoba) sinkt die Ausdehnung bis zu solcher Kleinheit hinunter, dass man mit den Gypsblättchen fast den Eindruck eines einheitlichen Sphärolithen erhält.

Aureolenbildung um Feldspath wurde bei Rio San Lorenzo (San Juan) und Quebrada de la Conconta (San Juan) gefunden. Fig. 12 stellt einen solchen Fall dar, bei dem Feldspathfasern gleich orientirt mit einem wohlbegrenzten Plagioklaskern von letzterem an verschiedenen Stellen auslaufen. Aureolen um Quarz treten vielfach auf, theils mikropegmatitisch (El Fierro, San Juan; Tranquitas, Tucuman); theils sphärolithisch (Bañado del Simbolguasi, Cordoba). Sowohl die zerhackten Quarztheile der mikropegmatitischen, wie auch zumeist die büscheligen der pseudosphärolithischen Aureolen löschen zusammen mit dem Quarzkern aus. Zu erwähnen ist noch das häufige Auftreten regellos vertheilter, kleiner, tafelförmiger Feldspathe (Orthoklas), sowie von Feldspathskeletten in den Pseudosphärolithen der Gesteine von Lavaderos (San Juan), Ampuyaco (Catamarca, wo die

Pseudosphärolithen hexagonal begrenzt sind) und Bañado del Simbolguasi (Cordoba). Man erhält den Eindruck, als ob dies die letzten Versuche gewesen wären, Einsprenglinge zu bilden, bevor der Rest des Magmas granophyrisch erstarrte. Fig. 7 stellt ein Beispiel dar.

Bei einzelnen der in Rede stehenden Granophyre lässt sich erkennen, dass durch secundären in das Gesteinsgewebe eindringenden Quarz eine der mikropegmatitischen recht ähnliche Structur sich einstellen kann. Es hat ein solches drastisches Beispiel, wie es sich beim Porphyr vom Paso del Agua Negra (San Juan) vorfindet, ohne Zweifel eine Bedeutung für die Beurtheilung ähnlicher granophyrischer Bildungen überhaupt. Ein Schliff dieses Gesteines zeigt langgestreckte Spalten, welche von sicher secundärem Quarz ausgefüllt sind. Der Quarz ist rechts und links von den Spaltwänden eingedrungen und hat hier grosse Felder mit einem Geäder ähnlich den mikropegmatitischen Verwachsungen hervorgerufen (Fig. 13). Auch sonst hat man in dem Schliffe ein solches Geäder secundären Quarzes, der durch seine Vertheilung zwischen den Feldspäthen der Grundmasse an manchen Stellen einen der typischen mikropegmatitischen Structur recht ähnlichen Aufbau des Gesteins veranlasst. Die Quarzgeäder löschen wie sonst beim Pegmatit auf umschriebenen Stellen gleichzeitig aus [1].

Schliesslich ist an dieser Stelle noch auf einen auffallenden Wechsel in der Structur der Grundmasse bei dem Porphyr von Burrito muerto (Catamarca) einzugehen. Hier finden sich in der zumeist makroskopisch braunroth erscheinenden mikrogranitisch ausgebildeten Grundmasse vielfach hellere umschriebene Stellen mit mikropegmatitischer, also Granophyrstructur. Letztere Stellen zeichnen sich durch gröbere Ausbildung ihrer Bestandtheile aus. Auch sphärolithische Büschel finden sich als Abgrenzungen dieser Partieen gegen die vorwaltende Art der feinkörnigen Grundmasse. Umgekehrt erscheinen in der feinkörnigen mit Pseudosphärolithen ausgestatteten Grundmasse des Gesteins von Cuesta del Rio Blanco

[1] Vergl. auch: Irving, The copper-bearing rocks of Lake Superior. United States Geolog. Survey 1883. S. 99 f.



(San Juan) nicht sehr scharf umschriebene Stellen mit gröberem mikrogranitischem Aufbau.

Die Gruppe der Felsophyre umfasst wie bekannt nach ROSENBUSCH diejenigen Porphyre, welche eine im Wesentlichen mikrofelsitische Basis besitzen. Unter Mikrofelsit ist hierbei eine Substanz verstanden, welche weder Glas noch ein Aggregat von erkennbaren optisch wirksamen anisotropen Partikelchen ist. Von structurlosem Glas unterscheidet sie sich durch ihre deutlich erkennbare Structur, von den zweiten durch ihre optische Wirkungslosigkeit. Doch kann nach ROSENBUSCH unter Umständen wohl eine schwache optische Wirkung eintreten[1]. Ob in dem Mikrofelsit eine einheitliche Substanz K_2O, Al_2O_3, x SiO_2, wo $x > 6$ ist, vorliegt, wie ROSENBUSCH behauptet, oder ob sie aus einem Gemenge von Quarz und Feldspath und Glas besteht, wie TEALL[2] und BRÖGGER[3] annehmen, ist noch immer strittig. Doch hat ROSENBUSCH in dem specifischen Gewichte des Mikrofelsites, welches nach der zweiten Annahme zwischen dem von Quarz und von Feldspath liegen müsste, in Wirklichkeit aber bedeutend geringer ist, eine grössere Wahrscheinlichkeit für seine Annahme[4]. Die argentinischen Quarzporphyre gestatten ein näheres Eingehen auf diese Frage nicht, da bei ihnen durch weitgehende Devitrification und Verwitterung die mikrofelsitische Grundmasse verschwunden ist. An ihre Stelle sind zumeist feinkörnige fluidale Aggregate oder sphärolithische Gebilde getreten. Nur einmal, beim Porphyr von Abra del

[1] Wenn ZIRKEL in seinem Lehrbuch der Petrographie I. 1893. S. 704 auf Grund früherer Darstellungen anführt, der Mikrofelsit sei optisch vollständig wirkungslos und sogar den von COHEN (Erläut. Bem. z. Routenkarte einer Reise etc. im südöstl. Afrika. Hamburg 1875. S. 78) beobachteten Mikrofelsit, der optische Wirkung zeigte, nicht als solchen gelten lassen will, so ist daran zu erinnern, dass 1873 die Instrumente wohl noch nicht so vollkommen gebaut waren, um schwache Spuren optischer Wirkung zu erkennen und andererseits nicht einzusehen ist, warum eine, wenn auch ursprünglich optisch unwirksame Substanz nicht durch secundäre Einwirkungen, wie sie im Gebirge häufig anzutreffen sind, deformirt und etwas optisch wirksam gemacht worden sein sollte.

[2] British. Petrogr. 1888. S. 402.

[3] Zeitschr. f. Kryst. XVI. 1890. S. 552.

[4] Min. u. petrogr. Mitth. 1892. XII. S. 376.

Jume (Catamarca), scheint ein noch nicht ganz und gar zerstörter Rest Mikrofelsites vorzuliegen.

Hier erscheint die Grundmasse z. Th. hell, z. Th. bräunlich gelb. Diese braungelben band- und schlierenförmigen Partieen sind wie die hellen von zahllosen schwarzen Globuliten und Trichiten erfüllt und setzen sich aus im polarisirten Lichte strahlig erscheinenden Theilen zusammen, deren Längsrichtung bald mit der kleineren Elasticitätsaxe des Gypsblättchens, bald mit der grösseren zusammenfällt. Das strahlige Gefüge kommt auch den hellen Grundmassetheilen zu.

Fluidale Structur ist bei den Felsophyren verbreitet und tritt besonders schön bei einem Theil der Gesteine von Paso del Agua Negra (San Juan), von Quebrada de los Helados (San Juan) und von Potrero de los Angulos, Famatina (San Juan)[1] in Erscheinung. Ebenso gewöhnlich findet sich um die Quarze herum ein Hof von trüben sphärolithischen Partieen, die innig mit einander verfilzt erscheinen. Bei den Sphärolithen von einheitlichem Bau fällt meistens die Radialrichtung mit der Richtung der grössten Elasticität zusammen, selten (Cienega larga, Catamarca) finden sich Sphärolithe, bei welchen im Kern die Radialrichtung der kleinsten, in der Peripherie der grössten Elasticitätsaxe entspricht. Die äussere Begrenzung ist gewöhnlich eine rundliche. Die Sphärolithe liegen entweder mit granophyrischen Büscheln und Pseudosphärolithen regellos oder an einzelnen unregelmässig umschriebenen Stellen oder in Zonen fluidal angeordnet im Schliffe. Durch Stellen mikrogranitischer Structur kann das Aussehen der Felsophyrdünnschliffe ein recht wechselndes werden. Durch scharfe Umrandung erscheinen solche Stellen bisweilen wie Einschlüsse (Come Caballos, La Rioja). Andererseits zeigen sich wegen ihrer Fluidalstructur zu den Felsophyren gestellte Gesteine durchweg mikrogranitisch aufgebaut. Sie sind aus dem Grunde zu den Mikrograniten nicht gestellt, weil die mehr oder minder ausgezeichnete Fluidalstructur auf das frühere Vorhandensein einer Basis schliessen lässt. Es erscheint nicht ausgeschlossen, dass es durch moleculare Umlagerung oder Verwitterung um-

[1] Stelzner, Beiträge, 1885, S. 59 f.

gewandelte Felsophyre (vielleicht auch Vitrophyre) sind (z. B. Come Caballos, La Rioja).

Als Vitrophyr lässt sich allein das Gestein von Rio Blanco, westl. Cordillera de Olivarez (San Juan) betrachten. Die Grundmasse mit ihren prächtig fluidal angeordneten, theils gelblichen und bräunlichen, theils farblosen Strähnen hat ganz das Aussehen von dem bekannten Vitrophyr von Grantola oder den Vitrophyriten von Recoaro u. s. w. Im polarisirten Lichte zeigen sich aber zunächst die farblosen Strähnen als doppelbrechend. Sie bestehen aus zackig in einander greifenden Körnern von Quarz. Auch die gefärbten Strähnen besitzen, wenn auch schwache Einwirkung auf das polarisirte Licht, wie besonders bei Anwendung eines Gypsblättchens vom Roth I. Ordnung zu erkennen ist. Offenbar ist hier ein secundärer Zerfall der ursprünglich glasigen Grundmasse eingetreten[1]. Von sonstigen Bestandtheilen des Gesteines ist besonders der Magnetit zu erwähnen, welcher in den braunen Strähnen in kleinen, gut ausgebildeten Krystallen, in den hellen mehr staubförmig vorkommt und stellenweise zur Bildung von Eisenhydroxyden Veranlassung gegeben hat.

Schliesslich ist noch zu bemerken, dass in einem andesitischen (porphyritischen?) Gesteine von Come Caballos (La Rioja) sich Einschlüsse eines braunrothen Felsophyrs vorfanden.

Tuffe.

Tuffe von Quarzporphyren, welche von Stelzner in der argentinischen Republik nicht selten angetroffen wurden und auch von Prof. Dr. Brakebusch hin und wieder erwähnt werden, lagen in der zur Verfügung stehenden Sammlung nur in vereinzelten Exemplaren vor. Sie gaben zu keiner eingehenderen Untersuchung Anlass.

Sie stellen bunte, roth- und grüngefärbte Gesteine dar und sind besonders bei Cañada de los Patos (San Juan) und bei Quebrada Visvis, Andalgala (Catamarca)

---

[1] Vergl. Sauer, Erläuterungen zur Section Meissen. Leipzig 1881. S. 81 f., und Porphyrstudien (Mittheil. d. grossherzogl. bad. geol. Landesanstalt II. Bd.; XXII. 1893. S. 795 f.).

durch zahlreiche grosse Quarz- und Feldspathkrystalle ausgezeichnet, so dass sie an Krystalltuffe erinnern.

Das Gestein von Quebrada Visvis zeigt ferner zahlreiche ölgrüne, unter dem Mikroskope sich als bereits vollständig in Glimmer umgewandelt darstellende Cordierite.

II. Porphyritische Gesteine.

Um über diese mannigfach ausgebildeten Gesteine einen besseren Überblick zu gewinnen, sollen sie im Nachfolgenden gruppenweise beschrieben werden. Es lassen sich abtrennen:

1. Solche, welche den Dioritporphyriten zugerechnet werden können, mit und ohne Quarz als Einsprengling.
2. Die gewöhnlichen Porphyrite mit und ohne Quarz als Einsprengling, Glimmer oder Hornblende oder beide Mineralien als Einsprenglinge führend. Hierzu sind als Anhang zu stellen Porphyrite, welche neben diesen Gemengtheilen auch Augit führen, und mineralogisch zu den Augitporphyriten überleiten.
3. Enstatitporphyrite.

a) Dioritporphyrite.

Unter diesem Namen sind zunächst eine Anzahl von Gesteinen zusammengefasst, von denen einige (die gangförmig vorkommenden) von Cerro Negro, Famatina, La Rioja; von Portezuelo Azul, Famatina, La Rioja, von Boca de Chaschuil, Catamarca und das stockförmig erscheinende Gestein von Rio del Agua Negra (San Juan) an die Gesteine von Quenast in Belgien in ihrem Aussehen erinnern. Es sind grünlich graue Gesteine mit vielen hellergrünen oder weisslichen, z. Th. epidotisirten und in Zoisit verwandelten Plagioklasen und Quarzen als Einsprenglingen. Ein Ganggestein vom Paso de la Deidad (San Juan) ist mehr grau und enthält makroskopisch mikrotinartigen Plagioklas und Pseudomorphosen von Glimmer oder Hornblende, die im Gegensatz zu dem frischen Plagioklas stark auffallen. Ein letztes, als Gang erscheinendes Vorkommen von Cachiyugual (San Juan) hat schwarze Grundmasse und enthält nicht grade reichlich Plagioklas und

Quarz als Einsprenglinge. Bei den grünlichen Gesteinen erscheint gern Eisenkies in kleinen Partikelchen.

Unter dem Mikroskope zeigen diese Gesteine in einer oft ziemlich grobkörnigen, meist allotriomorphen, vorwiegend aus Quarz, daneben unregelmässig gestaltetem oder auch rectangulärem, auch wohl einmal etwas leistenförmigem Feldspath und Chloritschüppchen bestehenden Grundmasse Einsprenglinge von meist wohlgeformtem Plagioklas, rundlichen Quarzkörnern und Bisilicaten. Von Einzelheiten sei erwähnt, dass im Gesteine von Portezuelo Azul, Famatina (La Rioja) der Quarz die schon bei den Quarzporphyren beschriebenen zopfartigen Sprünge und in einem Durchschnitte auch verwaschene Striemen zeigt. An Spannungserscheinungen ist der Quarz dieser Gesteine überhaupt reich (Boca de Chaschuil, Catamarca; Cerro Negro, Famatina, La Rioja) (siehe oben).

Die Bisilicate sind sämmtlich verwittert meist zu Chlorit und Epidot, so dass sich öfters kaum mit Sicherheit entscheiden lässt, was ursprünglich vorhanden gewesen ist. Sowohl Hornblende als Glimmer sind wahrscheinlich bei Paso de la Deidad (San Juan), Glimmer in gebogenen Lamellen bei Boca de Chaschuil (Catamarca) Ursprungsmineralien gewesen.

Apatit in grossen Krystallen kommt z. B. bei Cachiyugual (San Juan) und Paso de la Deidad (San Juan) vor.

Titanit bezw. Leukoxen findet sich ab und zu.

Eine weitere, wohl zu den Dioritporphyriten zu stellende Gruppe bilden die Gesteine von Gualcamayo und Trapiche, Gualcamayo, nördlich Jachal (San Juan), von denen Prof. Dr. Brackebusch bezüglich ihres geologischen Vorkommens angiebt, dass letztere als „Gänge in palaeozoischen (cambrischen?) Schiefern“ und das erstere „als Rollsteine in mesozoischen Sandsteinen“ auftreten. Für das Gestein von Castaño viejo (San Juan) wird angegeben, dass es „Gänge in Granit“ bildet. Ein ähnliches Verhalten zeigt auch das als „Rollstein“ vorkommende Gestein von Salinas del Leoncito (La Rioja). Es sind röthlich braune Gesteine, welche etwas körnig aussehen und rothe Feldspäthe und Chlorit (nach Glimmer?) als Einsprenglinge

enthalten. Beim Gestein von *Castaño viejo* (San Juan) treten die Einsprenglinge stark zurück.

Unter dem Mikroskope erscheint der bei den frischeren Krystallen meist als *Plagioklas* mit geringer Auslöschungsschiefe zu erkennende Feldspath in Leisten und quadratischen Schnitten als Einsprengling, in leistenförmigen Individuen in der panidiomorphen, ziemlich grobkörnigen Grundmasse. Letztere sind nur zum geringen Theil zwillingsgestreift. Alle sind mehr oder minder getrübt und röthlich gefärbt durch fein vertheilte Eisenverbindungen, auch reich an Kaolinschüppchen. Die Zwischenräume zwischen den Feldspathen der Grundmasse sind von unregelmässigen *Quarz*fetzen ausgefüllt. Dieselben scheinen secundär zu sein. Auch *Calcit* hat sich öfters abgesetzt. Der recht spärlich als Einsprengling vorkommende *Glimmer* (?) ist in Chlorit verwandelt und umschliesst grosse *Apatite* und titanhaltiges *Erz*. Auch in der Grundmasse scheint er in kleinen Individuen aufzutreten, wofür die vielen kleinen Chloritfleckchen sprechen dürften. Die Erzpartikel sind zu leukoxenartigen Körneraggregaten zum Theil zersetzt. Die Gesteine erinnern nach dem Obigen an die rothen *Palaeophyre* Gümbel's.

b) Porphyrite.

Bei den eigentlichen *Porphyriten* sind unterschieden:

1. *Glimmer-Hornblende-Porphyrite.* Quarz als Einsprengling enthalten die Gesteine von Zw. *Saltito und Totorillo* (*Cordoba*), ohne solche erscheinen die von *Valle Peña Negra* (La *Rioja*) und *Atutia* (San *Juan*). Erstere zeigen makroskopisch deutliche verrundete *Quarzdihexaëder* (z. Th. ausser $\pm R.(10\bar{1}1, 01\bar{1}1)$ auch ∞R $(10\bar{1}0)$ erkennbar), röthliche und weissliche *Feldspäthe* (*Plagioklas*), schwarze *Glimmerblättchen* und *Hornblendekörner* in grauer oder schwarzer Grundmasse. Sie erinnern ganz an die Quarzporphyre. Ihre Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskope als typisch mikrogranitisch feinkörnig bei den grauen Arten, während die schwarzen eine Fluidalstructur derselben feinkörnigen Grundmasse zeigen. Besonders die grauen Varietäten haben hiernach grosse Verwandtschaft mit den erörterten Dioritporphyriten.

Vereinzelten Quarz, sehr reichlichen, oft epidotisirten Plagioklas, Biotit und Hornblende als Einsprenglinge führt das Gestein von Zw. Peñitas und Cachiyugual (San Juan). Seine Grundmasse ist mikropegmatitisch.

Bei den quarzfreien Glimmer-Hornblende-Porphyriten ist das Gestein von Valle Peña Negra (La Rioja) grau mit weissem Plagioklas und dunklen frischen Hornblendesäulen und Biotitblättchen. Die Grundmasse erscheint unter dem Mikroskope grob mikrogranitisch und quarzreich. Der Porphyrit von Atutia (San Juan) hingegen ist roth. Sein Plagioklas ist weiss; Hornblende und Glimmer stark verwittert und rostbraun. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig, anscheinend durch secundären Zerfall mikrogranitisch.

2. Glimmerporphyrite sind selten und erscheinen ohne Quarzeinsprenglinge. Nester von Quarz in dem schwarzbraunen Gestein von Cordillera de la Ollita (San Juan) scheinen nur secundär zu sein. Der Glimmer ist chloritisirt oder noch weiter verwittert. Die Grundmasse bei dem genannten Gestein und dem braunrothen porphyrartigen von Cuesta de Miranda (La Rioja) ist mikrogranitartig, während sie beim grauschwarzen Gesteine von Valle del Cura, Hamicha (San Juan) und dem ähnlichen von Las Invernadas, Quebrada del Cura (San Juan) z. Th. leistenförmigen Plagioklas führt. Die Verwitterung erschwert die Erkenntniss sehr.

3. Hornblende-Porphyrite. Quarzhaltig ist das reichlich weissen Plagioklas und Pseudomorphosen von Epidot nach Hornblende enthaltende Gestein von Quebrada de la Brea (San Juan) mit fast pilotaxitischer Grundmasse, quarzfrei das braunrothe, durch Herauswittern der Hornblende löcherige, feldspathreiche Gestein von Pampa de Pedro (Catamarca) mit wohl durch Zerfall feinkörniger Grundmasse, sowie das graugelbe Vorkommen vom Weg vom Schutzhause Come Caballos zum Rio Baboso (La Rioja), das sich durch vereinzelte, tief schwarze, im Dünnschliffe dunkelgrüne, frische Hornblende, sowie viele kleinere Plagioklaseinsprenglinge auszeichnet. Seine Grundmasse ist fast pilo-

taxitisch, doch wird dieser Eindruck durch eine Anzahl gedrungener viereckiger Plagioklasdurchschnitte gestört.

4. Schliesslich liegt noch eine Reihe von Gesteinen vor, bei denen von Glimmer oder Hornblende nichts mehr zu erkennen ist, und die als Porphyrite schlechthin bezeichnet werden müssen. Sie besitzen keinen Quarz als Einsprengling. Hierher gehören: das graue, fast gleichmässig körnige Gestein von Casadero nach Tamberia (Catamarca), das graue, durch verschwommene, gelbe Feldspathflecke ausgezeichnete von Zw. Peñitas und Cachiyugual (San Juan), sowie ein andesitartiges graubraunes mit z. Th. klarem Plagioklas als Einsprengling und einer an Plagioklasleisten reichen Grundmasse von Cacheuta (Mendoza).

Die Unterscheidung solcher Gesteine von Augitporphyriten ist natürlich eine schwierige; so muss es bei dichten, grünlichgrauen Gesteinen von Salinas del Leoncito (La Rioja) offen bleiben, wozu sie zu stellen sind. Bei verschiedenen ähnlichen Gesteinen dieses Fundortes wurde Augitgehalt festgestellt.

Von Besonderheiten bei den diese Gesteine aufbauenden Mineralien ist folgendes zu bemerken:

Beim Plagioklas ist eine interessante Aureolenbildung beim Porphyrit von Casadero nach Tamberia (Catamarca) zu erwähnen, welche Fig. 14 wiedergiebt. Der Durchschnitt zerfällt im Wesentlichen in zwei Zwillingshälften I und II. An II hat sich eine Feldspathaureole angesetzt, welche nun ihrerseits mit I gleich orientirt ist, zu II also sich in Zwillingsstellung befindet. Sie stellt mithin eine in ihrer Umgrenzung verkümmerte (skelettförmige) Zwillingslamelle dar.

Eine hübsche Verwitterungserscheinung bietet sich am Plagioklas des Porphyrites von Cuesta de Miranda (La Rioja) dar. In den Plagioklasen hat sich unregelmässig tupfenweise, aber auch öfters in regelmässig begrenzten Partieen Chlorit abgesetzt, welch letztere recht deutlich die Krystallform des Feldspathes wiedergeben, indem sie entweder einheitliche, krystallographisch umrandete Flächen ausfüllen oder rahmenförmig in dem Mineral erscheinen (Fig. 15).

Braunen Biotit und grüne Hornblende in frischem Zustande zeigte das Gestein von Valle Peña Negra (La

Rioja). Beide Mineralien zeigen Corrosionserscheinungen und besonders der Glimmer ist gern siebartig durchbrochen, wie bei manchen Contactmineralien, und randlich in Schuppen aufgelöst. Die im Dünnschliff grüne, makroskopisch schwarze Hornblende des Hornblendeporphyrites vom Weg vom Schutzhause Come Caballos zum Rio Baboso (La Rioja) ist z. Th. stark verrundet und mit schwarzem Opacitrand umgeben.

Von oben nicht erwähnten Mineralien sind noch zu nennen: Zirkon, Apatit in dicken farblosen Krystallen, auch in gelblichen und braunen Tönen pleochroitischen, bestäubten Durchschnitten (Atutia, San Juan), Titanit, Magnetit und Eisenkies (Cuesta de Miranda, La Rioja).

Anhangsweise mögen hier noch einige augitführende Glimmer- bezw. Hornblendeporphyrite besprochen werden. Diese interessante, ziemlich verbreitete Gruppe verknüpft die Porphyrite und Augitporphyrite Argentiniens mit einander. Sie enthalten ausser Glimmer oder Hornblende bezw. beiden Mineralien noch reichlich Augit und haben z. Th. Quarz als Einsprengling, z. Th. nicht.

Vorweg zu besprechen ist ein feinkörniges, fast wie ein feinkörniger röthlicher Granit aussehendes Gestein von Cacheuta (Mendoza). Es erinnert an die oben beschriebenen Dioritporphyrite. Die Plagioklaseinsprenglinge heben sich wenig aus der groben Grundmasse heraus, noch weniger die hellen, z. Th. uralitischen Augitkörner. Die Grundmasse zeigt Plagioklas in gedrungenen Leisten, ungestreiften Feldspath (weniger gut als der Plagioklas begrenzt), Quarz in kleinen Zwickeln, Blättchen braunen Glimmers, Erz, Apatit und Zirkon.

Das graue Gestein von Baboso (La Rioja) ist besonders charakterisirt durch etwa ½ cm lange, reichlich vorhandene, leistenförmige, klare, wohlgeformte Plagioklaseinsprenglinge. Unter dem Mikroskope erkennt man Plagioklas (mit an einer Stelle gebogenen Lamellen), der Flüssigkeitseinschlüsse mit z. Th. beweglicher Lamelle umschliesst. Braune Hornblende z. Th. nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) verzwillingt, sieht man von einem unregelmässig begrenzten Kranze grüner umgeben, an welche sich braune Glimmerschüppchen angelagert haben. Nicht selten erkennt man innerhalb anderer Durchschnitte grüner

Hornblende hellen Augit. Daneben kommen auch Butzen von braunem Glimmer, Hornblende, Augit, Magnetit und Chlorit vor, welche zuweilen die Form der Hornblende nachahmen, und, wie diese, Apatit umschliessen. Die Grundmasse zeigt deutlich gedrungenen, leistenförmigen Feldspath, Quarz in Zwickeln, zuweilen mikropegmatitisch verzweigt, Magnetit, Schuppen von brauem Glimmer und Apatit.

Ähnlich, indess mit viel weniger Plagioklas als Einsprenglingen, erscheint das graue Gestein von Patillos, östl. Fuss des Portillopasses (San Juan). Unter dem Mikroskop zeigt der Plagioklas deutlichste Zonenstructur; der frische Augit in Krystallen ist farblos, ein Theil uralitisirt. Mit Biotitschüppchen zusammen findet sich faserige, grüne und hellgrüne Hornblende. Biotit bildet gerne Nester um Erz. Ausserdem kommen Zirkon und Apatit vor. In der sehr fein struirten, durch die Verwitterung wohl veränderten Grundmasse sind Feldspath, hellgrüner Augit in sehr kleinen Säulchen, vielleicht auch Hornblende vorhanden, ferner pseudopodienartig verzweigter Quarz, braune und grüne Glimmerschüppchen, Magnetit (wohl titanhaltig); ob auch isotrope Substanz vorhanden, ist in Anbetracht der Verwitterung des Gesteines fraglich.

Die übrigen hierher gehörigen Gesteine sind deutlicher porphyrisch, besonders durch Plagioklas und grosse Pseudomorphosen von Chlorit nach Augit. An Einsprenglingen enthalten sie Plagioklas, Augit, Glimmer oder Hornblende (beides bei den Gesteinen von Potrerillos, San Juan und Mogotes, Potro, San Juan), Quarz (bei den Gesteinen von Quebrada und von Cumbre de Colanguil, San Juan, und von Vegas de Aguilas, San Juan) in grauer oder durch Verwitterung röthlicher Grundmasse, die unter dem Mikroskope zumeist mikrogranitisch feinkörnig, z. Th. ähnlich, aber mit Fluidalstructur (bei den quarzführenden Gesteinen), z. Th. mehr andesitisch durch leistenförmigen Feldspath (Mogotes, San Juan) erscheint. Anklänge an granophyrische Grundmassenentwickelung findet man beim Gestein von Vegas de la Cienega redonda (San Juan), in welchem Quarze in der Grundmasse blumenkohlartig mit Andeutung von mikropegmatitischer Verzweigung sich zeigen. Es scheint diese Ausbildung eine secundäre, durch Verwitterung hervorgerufene zu

sein, da sie im frischeren Handstück zurücktritt, im verwitterten verbreitet ist.

Unter dem Mikroskope zeigt der Plagioklas oft die Bildung von Calcit, Kaolin und Epidot. Der Quarz ist als Einsprengling in rundlichen, von Sprüngen durchzogenen Körnern zuweilen ausgeschieden und umschliesst dihexaëdrische Glaseinschlüsse, z. Th. mit Bläschen. Der Glimmer ist unter Abscheidung von Erz, das durch Leukoxenrand sich als titanhaltig erweist, oder unter Bildung von Brauneisen gebleicht oder gänzlich verwittert; auch Epidot- und Zoisitbildung unter Abscheidung eines Erzrandes kommen vor (Potrerillos, San Juan). Ebenso ist die Hornblende in ein Gemenge von Chlorit, Calcit, Erz, auch sog. Leukoxen verwandelt. Frische Augite finden sich bei dem Gesteine von Potrerillos (San Juan). Bei den übrigen sind nur Pseudomorphosen nach oft sehr scharf ausgebildeten Krystallen (besonders im Querschnitt $\infty P \bar{\infty}$ (100), ∞P (110), $\infty P \breve{\infty}$ (010)) vorhanden. Sie bestehen aus Chlorit oder Chlorit mit Epidot, Calcit und Erz. Uralitisirt sind die Augite des Gesteines von Cacheuta (Mendoza). Bei den Augitpseudomorphosen des Gesteins von Valle del Cura (San Juan) kommt man leicht zu der Ansicht, dass sich erst aus dem Augit faserige Hornblende gebildet hat, diese weiter verwitterte zu Chlorit, dem Epidot beigemengt ist. Bei einigen chloritisirten Augiten herrschen die Pinakoide vor, dazu kann eine Absonderung $\perp$ c treten, wodurch die Pseudomorphosen noch mehr an Enstatit erinnern. Doch liess sich nicht eine genügende Sicherheit gewinnen (Quebrada und Cumbre de Conconta, San Juan).

Noch näher als die soeben besprochenen Gesteinsgruppen kommen die Vorkommen vom Cerro de Guachi (San Juan) den eigentlichen Augitporphyriten, insofern bei ihnen Glimmer und Hornblende als Einsprenglinge fehlen, als solche vielmehr nur Plagioklas, z. Th. mit prachtvoller Zonenstructur und uralitisirter, bezw. chloritisirter Augit in einer feinkrystallinen, mikrogranitischen Grundmasse vorkommen.

5. Enstatitporphyrite. Hierher gehören die Gangvorkommen von Cajon de la Brea (San Juan), Casucha de Come Caballos (San Juan) und Colorados, Alto de Machaco (Catamarca). Die Gesteine erscheinen in grauen

oder grauröthlichen Farben, sind von körnigem Aussehen und enthalten als Einsprenglinge monoklinen und rhombischen Augit. Die Grundmasse, welche sich nicht sehr scharf von den Einsprenglingen abhebt, da letztere in sehr verschiedener Grössenentwickelung vorhanden sind, lässt deutlich idiomorphe Plagioklase von gedrungener Leistenform, ferner monoklinen und besonders rhombischen Augit in wohlausgebildeten Krystallen erkennen. Geringe Reste einer verwitterten Basis sind besonders bei Colorados (Catamarca) wahrzunehmen. Es erinnern diese Gesteine besonders im mikroskopischen Bilde an die Enstatitporphyrite z. B. vom „steinernen Mann" des Saar-Nahe-Gebietes, makroskopisch aber auch an die bekannten Gesteine von Cusel.

Die zusammensetzenden Mineralien zeigen, ausser ihren bekannten normalen Eigenschaften, folgende Eigenthümlichkeiten: Der Plagioklas in dem Gesteine von Cajon de la Brea (San Juan) zeigt ausgezeichnete Zonenstructur. Ein nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) getroffener Durchschnitt mit den Formen $\infty,'P$ (1$\bar{1}$0), $\infty P,'$ (110), 0P (001), $2,P,\bar{\infty}$ ($\bar{2}$01) besass im Kern eine Auslöschungsschiefe von -20^0 (Bytownit von der Zusammensetzung $Ab_3 An_4$ entsprechend). Um den Kern lagert sich mit verhältnissmässig schroffem Wechsel (also ohne eine stark ausgeprägte Übergangszone) eine schmalere Umhüllung mit einer Schiefe von ca. -12^0 (etwa einem Labrador der Zusammensetzung $Ab_4 An_3$ entsprechend). Nach aussen wiederholen sich diese beiden Feldspatharten zonenweise in schmalen Bändern mehrere Male, und zwar gleichfalls mit verhältnissmässig schroffem Wechsel. Auch kurze Lamellen nach dem Periklingesetz streichen auf diesem Durchschnitte aus und setzen ungehindert durch die Zonen hindurch. Bei anderen Feldspathen dieses Gesteines nehmen die Einschlüsse (Glas, Augit, Erz, Verwitterungsproducte) manchmal so zu, dass sie an Menge der Feldspathsubstanz fast gleichkommen.

Auffallend sind in dem Gestein von Cajon de la Brea (San Juan) einzelne Augiteinsprenglinge, welche einen festen, reinen Kern und nach aussen hin durch die steigende Zunahme der Einschlüsse ein immer lockeres Gefüge zeigen, so dass schliesslich ein Netz von feinen Augitfäden übrig bleibt. Erwähnenswerth sind ferner die Augitaugen, meist

längliche Anhäufungen von kleinen hellen Augitsäulchen und Körnern und reichlichem Magnetit, sowie wohl von der Grundmasse her eingedrungene Feldspathleistchen im Gesteine von Casucha de Come Caballos (San Juan). Dieselben verdanken, ihrer Form nach zu urtheilen, ihre Entstehung einer magmatischen Umschmelzung von Hornblende.

Rhombischer Augit tritt in zahlreichen kleineren, an den Enden verrundeten, im Querschnitt durch die beiden Pinakoide quadratischen Durchschnitten mit mässig starkem Pleochroismus neben grösseren monoklinen Augiten auf.

III. Diabase.

Die von mir untersuchten argentinischen Diabase sind graue, hell- oder dunkelgrüne, z. Th. auch braunrothe (Paganzo, La Rioja; Aguafria, San Juan) Gesteine, makroskopisch mehr oder minder körnig bis ganz dicht. Es kommen auch solche vor, die man makroskopisch für Diorite halten möchte (Marayes, San Juan; Guachi, San Juan).

Als makroskopisch erkennbar sind: Feldspath, Augit, Olivin, Erz, Eisenkies, Titanit, Chlorit, Epidot, Calcit, Quarz und Brauneisen in Betracht zu ziehen.

Der bald glasglänzende (Salinas de Bustos, La Rioja), meist aber getrübte, weiss oder grünlich gefärbte Plagioklas erscheint in Leisten, nur selten gedrungen (Marayes, San Juan; Guachi, San Juan). Recht auffallend sind meist unregelmässig begrenzte klare, zuweilen centimetergrosse Plagioklase in dem Olivindiabas von Palos pintados (Catamarca).

Der schwarze oder dunkelgrüne Augit ist bisweilen noch frisch, bald verwittert zu chlorit- und serpentinartigen Substanzen. Durch vollkommenere Spaltbarkeit erinnert er bei Marayes und Guachi an Hornblende.

Dazu gesellt sich bei dem schönen frischen Gesteine von Salinas de Bustos (La Rioja) noch makroskopisch erkennbarer Olivin und bei Marayes (San Juan) Titanit in der charakteristischen Couvertform.

Das vielfach eingesprengte Erz zeigt starkglänzende, muschelige Bruchflächen, während der Eisenkies hin und

wieder in scharfen Krystallen von der Form ∞O∞ (100) oder in Körnern auftritt.

Von dem secundär gebildeten Chlorit finden sich in dem einen Handstück „Weg von Jaguel nach Leoncito“ (La Rioja) theils dichte, theils faserige Knollen, und andere Handstücke von demselben Fundorte sind von Spalten durchzogen, welche ausser von Chlorit noch von Calcit, Quarz, auch Brauneisen ausgefüllt sind.

Mikroskopisch betrachtet, bestehen die Gesteine aus divergentstrahlig angeordneten Feldspathleisten und unregelmässig begrenztem Augit, welcher indess hin und wieder bei mehr porphyrisch entwickelten Vorkommen in Krystallformen auftritt. Bei Marayes und einzelnen Gesteinen von Guachi überwiegt der Feldspath bedeutend dem Augit gegenüber. Bei einigen Handstücken von Paganzo (La Rioja) und einigen von „Weg von Jaguel nach Leoncito“ (La Rioja) ist noch das ganz vereinzelte Auftreten eines umgewandelten intersertalen Grundmassenrestes zu erwähnen, wodurch diese Gesteine zu den Diabasporphyriten überleiten.

Die meist quergegliederten Plagioklasleisten zeigen gewöhnlich keine terminale Begrenzung, die breiteren, einsprenglingsartigen öfters Zonenstructur. Gewöhnlich sind wenig Lamellen eingelagert, doch kommen auch reich verzwillingte Individuen vor (Salinas de Bustos, La Rioja). Biegung der Lamellen wurde bei „Weg von Jaguel nach Leoncito“ (La Rioja) beobachtet, ebendaselbst fanden sich auch pinselförmige Aggregate. Das Periklingesetz tritt nur vereinzelt in Erscheinung (Salinas de Bustos, La Rioja; Chorillos, San Juan). Eingewanderte Chloritputzen weisen die Feldspathe des Gesteines von „Weg von Jaguel nach Leoncito“ (La Rioja) auf. Die Verwitterung führt zu Aggregaten von Kaolin und Calcit, Epidot (Cerro de Guachi, San Juan), bei Vallecito (San Juan) unter Hinzutreten eines eigenthümlich filzig aussehenden Quarzes.

Der gewöhnlich farblose oder schwach röthliche Augit, der nur beim Olivindiabas von Salinas de Bustos (La Rioja) eine tiefbraune Farbe besitzt, daher hier wohl titanhaltig sein mag, erscheint meist in rundlicheckigen Körnern, seltener in krystallographisch begrenzten Durchschnitten. Bis-

weilen deutet undulöse Auslöschung auf nicht genau parallele Lage der einzelnen Theile der Körner hin, eine Erscheinung, die wohl als Druckwirkung aufzufassen ist (Boca del Rio Chaschuil, Catamarca). Sehr verbreitet ist Zwillingsbildung nach ∞P$\bar{\infty}$ (100), bisweilen mehrere Male wiederholt (Cerro morado, La Rioja). Eine eigenthümliche Ausbildung dieses Gesetzes wurde bei Marayes (San Juan) gefunden, wo ein Durchschnitt, nach seinen Umrissen nach ∞P$\grave{\infty}$ (010) getroffen, auf das Deutlichste eine Durchkreuzung zweier Individuen erkennen lässt (Fig. 16). Solche Zwillinge sind bei jungen Gesteinen schon beschrieben worden[1]. Als Einschlüsse wurden Olivin, Apatit, dunkle, sich unter 60° kreuzende Nadeln (Cerro de Guachi, San Juan), Glas und Erz beobachtet. Gesetzmässige Verwachsungen mit primärer Hornblende fanden sich bei Cerro de Guachi (San Juan) und Marayes (San Juan). Nur selten ganz frisch (Salinas de Bustos, La Rioja) sind die Augite meistens chloritisirt. Der Chlorit bildet entweder ziemlich einheitlich orientirte, grössere Durchschnitte oder strahlige Partieen. Häufig wird seine Masse auch aus sehr zierlichen, mehr oder minder regelmässigen Sphärolithen aufgebaut, welche bisweilen das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz zeigen (Fig. 17) (Weg von Jaguel nach Leoncito, La Rioja)[2]. Durchaus keine Spur von frischem Augit entdeckt man bei dem Gesteine des genannten Fundortes. Die Zwickel zwischen den Feldspäthen werden von Chlorit oder auch Calcit eingenommen. Ein sehr eigenthümlicher Anblick ist es, bei anderen Diabasen desselben Fundortes zu sehen, wie der Augit vollkommen frisch ist, indessen in die Plagioklase reichlich Chlorit eingewandert ist. In vielen Fällen

---

[1] W. Reiss und A. Stübel: Reisen in Südamerika. Hochgebirge der Republik Ecuador. I. Petrograph. Untersuchungen: 1. Westcordillere. Berlin 1892 und 1893. I. Belowsky, Tulcan bis Escalerasberge. S. 32. II. Herz, Pulalagua bis Gagua Pichincha. S. 41. III. Elich, Macatzo bis Ilinitza. S. 17.

[2] Nach einer gefälligen Mittheilung des Herrn Geh. Bergaths Prof. Dr. C. Klein hat bereits Websky in der Zeitschrift der geol. Ges. X. 1858. S. 288 dieselbe Erscheinung an Serpentinen beschrieben und ist in Folge dessen dieselbe mit oben stehendem Namen von genanntem Herrn bezeichnet worden.

erscheint der Augit uralitisirt, wobei gewöhnlich der Rand schon eine weitere Verwitterung in faserigen Chlorit erlitten hat (z. B. Cerro Negro, Famatina, La Rioja). Es liess sich zuweilen beobachten, dass die zwillingsmässige Orientirung des früheren Augites auch im neugebildeten Uralit zum Ausdruck kommt. Auch der Uralit theilt sich dann in zwei gesetzmässig angeordnete Zwillingshälften.

Die nur vereinzelt auftretende bräunliche oder auch grünlichbraune, als primär anzusehende Hornblende erscheint fleckenartig im Augit eingewachsen und diesen dann auch wohl umgebend mit äusserer Begrenzung durch ∞P (110) und $\infty P\bar{\infty}$ (100). Sie ist also an einzelnen Krystallen die formgebende Substanz geworden, während bei anderen der Augit das Übergewicht behielt und es hier bei dem inselartigen Einwachsen blieb (Infernillo und Marayes, San Juan). Beide Mineralien haben die c- und b-Axe gemeinsam. Etwas anders ist die Ausbildung bei Cerro Negro, Famatina (La Rioja), wo an den mit Hornblendeflecken durchzogenen Augit sich ein Kranz von dreieckigen Zapfen von brauner oder bereits grünlich gewordener Hornblende angesetzt hat (Fig. 18). Zu bemerken wäre noch, dass in allen diesen Gesteinen als secundäre Hornblende grüne uralitische vorkommt, sogar solche Durchwachsungen randlich umgiebt.

Gebogene Lamellen, welche wohl nur auf Glimmer zurückgeführt werden können, finden sich in Chlorit verwandelt, im Zusammenhange mit grüner Hornblende in dem Diabas von Cerro Negro, Famatina (La Rioja). Kleine Fetzen rostbraunen Glimmers sitzen gerne an Eisenerz im Olivindiabas von Palos pintados (Catamarca).

Der Olivin tritt in lichtgelblichen, selten krystallographisch begrenzten, meist verrundeten Körnern von grosser Frische bei Salinas de Bustos (La Rioja) und im Gesteine von Palos pintados (Catamarca) auf. Vollständig serpentinisirt ist er beim Olivindiabas von „Weg von Jaguel nach Leoncito" (La Rioja) und von Aguafria (San Juan).

Das Eisenerz ist wohl stets titanhaltig, wenigstens deutet der ungemein häufige sog. Leukoxenrand darauf hin, der bisweilen so zunimmt, dass nur winzige Erzstriche in der

sog. Leukoxenmasse noch erhalten sind. Braun durchscheinende Blättchen finden sich im Olivindiabas von Palos pintados (Catamarca); bisweilen ist bei Schnitten annähernd ‡c ein Pleochroismus zwischen hell- und dunkelbraun zu erkennen; zuweilen gehen durchscheinende Blättchen in undurchsichtige schwarze Schuppen über.

Apatit bietet nichts Besonderes dar.

Quarz findet sich ziemlich häufig als secundäres Product in das Gesteinsgefüge fetzenartig eingekeilt.

Bezüglich der Systematik ist zu vermerken, dass eine Unterscheidung von Diabasen und Olivindiabasen gemacht werden konnte und innerhalb der Diabase Proterobase ausgegliedert wurden. Letztere enthalten nach des Verfassers Ansicht primäre Hornblende.

IV. Augitporphyrite und Melaphyre.

Als Augitporphyrite und Melaphyre liessen sich eine Anzahl grauer, rothbrauner, grüner und schwarzer feinkörniger oder dichter Gesteine mit zuweilen makroskopisch erkennbaren, mehr oder minder zahlreichen Einsprenglingen von Plagioklas, auch wohl Augit, selten Olivin, bezw. deren Pseudomorphosen, zusammenfassen. Der porphyrische Habitus tritt makroskopisch im Allgemeinen zurück. Der Augitporphyrit vom „westlichen Abfall der Cordillera del Fierro“ (San Juan) weist in einer graubraunen dichten Gesteinsmasse zahlreiche rundliche, grünlichgraue, gröber struirte Schlieren auf.

Viele Gesteine sind stark verwittert; besonders die rothbraunen, meist spilitischen Gesteine, die sich oft durch Mandelsteinstructur und Infiltrationen in die Hohlräume auszeichnen, werden ihre Farbe der Verwitterung verdanken. Verhältnissmässig frisch sind noch andesitisch aussehende Augitporphyrite von Cordillera de los Heladas (San Juan) und Jacimanao (Catamarca), besonders aber basaltisch aussehende Melaphyre von Isonzo (Salta), Salinas de Bustos (La Rioja), Ischigualasto (La Rioja), Cerro Rajado (La Rioja) u. a.

Die Mehrzahl der zur Untersuchung gelangten Augitporphyrite und Melaphyre ist compact, der Rest mehr oder minder schlackig, mandelsteinartig und dann immer braun

gefärbt. Die Poren, deren Gestalt im Allgemeinen die rundlich ovale der Mandelräume ist, die bisweilen aber auch unregelmässig verzweigt erscheinen (Curtiembres, Salta; Cerro morado, Vilgo, La Rioja), sind in wenigen Fällen hohl (Zw. Tambillos und Umango, La Rioja), sonst mit Chalcedon oder Achat, oder Opal, oder Quarz (z. Th. in recht niedlichen Drusen), oder Kalkspath, oder Braunspath ausgefüllt. Bei einem Handstücke des Spilites von Paganzo (La Rioja) füllt in einer das Handstück durchziehenden Zone in allen Poren die eine Hälfte Eisenkiesel, die andere Chalcedon und Quarz mit durch das ganze Handstück parallel verlaufenden Grenzen aus. Wahrscheinlich hat sich der Eisenkiesel zuerst abgesetzt und in einem späteren Stadium hat bei langsamerer Zufuhr die Kieselsubstanz sich reiner und z. Th. in Krystallen abgeschieden. Hin und wieder lässt sich in der parallelen Erstreckung der Längsrichtungen der Mandelräume unschwer eine schöne makroskopische Fluidalstructur erkennen (manche Stücke von Paganzo, La Rioja).

Der Plagioklas erscheint ausnahmsweise gross in bis zu 3 cm langen, klaren, von Eisenglanz durchzogenen, wohl begrenzten Krystallen in dem Melaphyr von Paso de la Deidad (San Juan). Seine Durchschnitte sind gedrungen leistenförmig. Die ebenfalls abnorm grossen, trüben, röthlich weissen Plagioklase im Melaphyr von Aguadita (La Rioja) sind ausgesprochen tafelförmig nach $\infty P \breve{\infty}$ (010). Bisweilen auch sonst von vorzüglicher Frische, aber viel geringeren Dimensionen lässt er die Zwillingslamellirung schon makroskopisch erkennen (Ischigualasto, La Rioja; Rio de los Colorados, San Juan; Paso de la Deidad, San Juan; Cacheuta, Mendoza), sonst ist er meist trübe, weiss, grün oder braun. Augit als makroskopischer Gemengtheil fand sich mit Erz zusammen bei dem Melaphyr von Cerro Rajado (La Rioja) und in zersetztem Zustande in dem Melaphyr von Zw. Tambillos und Umango (La Rioja). Rothe Olivinpseudomorphosen waren makroskopisch erkennbar beim Melaphyr von Isonzo (Salta) und Curtiembres (Salta).

Das Verhalten der Gesteine unter dem Mikroskope ergab folgendes Bild. Der Plagioklas findet sich in meist leistenförmigen, seltener gedrungeneren Durchschnitten, bisweilen

noch frisch und dann oft mit ausgezeichneter Zonenstructur, welche unter Umständen durch die Einschlüsse noch mehr hervortritt (Cordillera de los Helados, San Juan; Portezuelo de Tambillos, San Juan; Melaphyr von Ischigualasto, La Rioja). Zwillingsbildung nach dem Albit- bezw. Karlsbadergesetz ist verbreitet, die nach dem Periklingesetz seltener. In dem Augitporphyrit von Coloradita (La Rioja) kommen nicht selten Roctourné-Zwillinge vor. Über die oft sehr zierliche skelettförmige, faserige und strahlige Ausbildung der Grundmassenfeldspathe bei den Spiliten s. S. 437.

Der monokline Augit ist in den meisten Fällen farblos oder doch nur schwach gelblich. Ausgesprochen röthlich violette Töne besitzt er nur bei dem Melaphyr von Isonzo (Salta) und Ischigualasto (La Rioja). Einen grünlichen Kern mit hellgelblicher Rinde haben die Augite in dem Melaphyr von Cerro Rajado (La Rioja), womit zugleich eine Differenz bis etwa zu 12° in der Auslöschungsschiefe verbunden ist, ganz ähnlich, wie man es bei vielen Basalten kennt. Hin und wieder kommt der Augit als Einsprengling krystallographisch begrenzt vor (Portezuelo de Tambillos, San Juan; Cordillera de los Helados, San Juan; Cerro de Guachi, San Juan), doch meist in unregelmässigen Körnern, gern ophitisch zwischen die Feldspathleisten geklemmt. Zwillingsbildung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) ist ziemlich verbreitet und manchmal öfters wiederholt (Portezuelo de Tambillos, San Juan). Zonenstructur findet sich ab und zu, z. B. beim Melaphyr von Cerro Rajado (La Rioja, grüner Kern, vergl. oben), besonders aber beim Augitporphyrit von Portezuelo de Tambillos (San Juan), welcher in seinen Augiten zuweilen schöne Sanduhrbildungen[1] darbietet. Ein sehr kleiner (0,07 mm langer) Durchschnitt ist in Fig. 19 dargestellt. Die Schiefen der vier Sectoren sind besonders bei den von den verticalen Kanten ausgehenden etwas grösser in der Mitte als am Rande. Die Verwitterung des Augites hat zur Bildung von Chlorit, von Eisenerzen und von Calcit

---

[1] Vergl. Blumrich, Über die sogenannte Sanduhrform der Augite. Min. petrogr. Mittheil. XIII. 1893. S. 239.

geführt. Bei dem Augitporphyrit von Rio de los Colorados (San Juan) haben sich in dem Calcit, welcher aus der Umwandlung des Augites hervorgegangen ist, eigenthümlich wurmförmig gekrümmte helminthartige Chloritschnüre abgeschieden. Die Schnüre bestehen aus senkrecht auf der Wurmaxe stehenden, in grünlichen, leicht bläulichen und gelblichen Tönen polarisirenden Fasern.

Im andesitartigen Augitporphyrit von Quebrada de los Helados (San Juan) haben grössere Hypersthene z. Th. bessere terminale Begrenzung und bilden auch, ganz wie es bei den Andesiten häufig ist, Durchkreuzungen unter circa 60° (Zwilling nach P∞ (101)?).

Unverhältnissmässig grosse verrundete Durchschnitte brauner, z. Th. bereits zu Calcit verwandelter Hornblende zeigten sich im Augitporphyrit von Cuesta, westlich Laguna del Descubrimiento (San Juan).

Magnesiaglimmerblättchen, die sich gerne an Magnetit ansetzen, findet man bei den basaltisch erscheinenden Melaphyren von Isonzo (Salta) und Cerro Rajado (La Rioja).

Der Olivin liess sich bei dem meistens stark verwitterten Zustande der Gesteine nicht immer mit Sicherheit nachweisen, da seine Gegenwart vielfach nur aus Pseudomorphosen erschlossen werden musste. Sichere Olivinpseudomorphosen lagen unter anderen vor bei den Melaphyren von Isonzo (Salta, Serpentin mit Erzrand und Erzschnüren), Zw. Tambillos und Umango (La Rioja, Calcit mit Erzrand), sowie bei Curtiembres (Salta) und Paso de la Deidad (San Juan) jene eigenthümlichen, rothbraunen, pleochroitischen Bildungen einer röthlichen glimmerartigen Substanz, wie sie bei Naviten angegeben werden. Ein auffallendes Zwischenstadium in der Serpentinisirung zeigen Olivine im Melaphyre von Hoyada (Catamarca). Bei ihnen findet sich randlich moosgrüner Serpentin vor, in dessen Mitte oder auch tupfenweise vertheilt eine glimmerige, in orangegelben und gelblichgrünen Tönen pleochroitische Substanz vorhanden ist[1]. Frischer Olivin war nur selten zu

[1] Vergl. Brauns, Studien über Palaeopikrite von Amelose bei Biedenkopf und dessen Umwandlungsproducte. Dies. Jahrb. 1887. Beil.-Bd. V. 275 f.

beobachten (Ischigualasto, La Rioja; Salinas de Bustos, La Rioja).

Vom Apatit ist ausser der ungewöhnlichen Grösse, die er manchmal erreicht, nichts zu bemerken.

Das Erz ist bald Titaneisen mit durch Verwitterung heraustretenden charakteristischen Balkensystemen, bald Magnetit, auch wohl beides nebeneinander, wie bei Salinas de Bustos (La Rioja), bei welchem Titaneisen in langen, groben Strahlen, kleine Magnetitkrystalle besonders in den intersertalen Zwickeln erscheinen. Ausserdem kommt noch Brauneisen und Eisenglanz als Verwitterungsproduct in Betracht.

Die Unterscheidung der Grundmasse und ihres Verhältnisses zu den Einsprenglingen hat auf folgende Eintheilung der oben behandelten Gesteine geführt. Die Gesteine mit deutlich erkennbarem Olivingehalte sind, wie üblich, als Melaphyre ausgegliedert. Bei der starken Verwitterung, besonders der braunen Gesteine, ist es aber nicht ausgeschlossen, dass auch unter den als Augitporphyrite zusammengefassten Gliedern einst olivinhaltige Gesteine sich vorfinden; da sonstige Unterscheidungsmerkmale zwischen Augitporphyriten und Melaphyren nicht gefunden wurden, ist die in Rede stehende Unterscheidung eine schwierige.

Bei den Augitporphyriten lassen sich folgende Gruppen aufstellen:

1. Zu den Gesteinen vom Typus der Diabasporphyrite Rosenbusch's gehören die graugrünlichen Vorkommen vom Cerro de Guachi (San Juan) und Lavaderos (San Juan) mit Einsprenglingen von Plagioklas und Augit und einer Grundmasse, welche durch strahlig angeordnete kleine Plagioklasleisten und intersertal zwischengeklemmte Chloritfetzen (wohl einst Augit) gekennzeichnet ist. Sie sind gewissermaassen feinkörnige Diabase mit Einsprenglingen. Auch die Gesteine von Salinas del Leoncito (La Rioja) mit gelblichgrünen Einsprenglingen von Plagioklas, seltener Augit, und röthlich grauer Grundmasse, welche unter dem Mikroskope (secundären?) Quarz in Zwickeln aufweist, werden am besten wohl hierhergestellt.

2. Eine folgende Gruppe bietet einen ausgesprochen andesitischen Habitus dar. Es gehören hierher: das grünliche

diabasartige Gestein von Cuesta westl. Laguna del Descubrimiento (La Rioja), dessen Einsprenglinge besonders Plagioklase sind, sowie die grauen, röthlichen, selten grünlichen von Cordillera de los Helados (San Juan), Portezuelo de Tambillos (San Juan), Rio de los Colorados (San Juan), Aguadita (La Rioja), Jacimanao (Catamarca), welche ausser Plagioklas auch reichlichen Augit als Einsprengling aufweisen. Die Ähnlichkeit letzterer Gesteine mit Andesit geht so weit, dass auch Hypersthen eine bedeutende Rolle bei Cordillera de los Helados (San Juan) als Einsprengling spielt. Dies hier vielleicht hergehörige Gestein von Cordillera del Fierro (San Juan) mit Schlieren ist oben schon erwähnt. Auch ein ähnlicher Augitporphyrit von Salinas del Leoncito und Cerro de Leoncito (La Rioja) mit weissen, grösseren Plagioklaseinsprenglingen und mit makroskopisch dichter Grundmasse findet hier seinen Platz.

3. Eine grosse Reihe der rothen Augitporphyrite von Paganzo (La Rioja) und Cerro morado (La Rioja) gehört zu den Spiliten. Sie sind zumeist mandelsteinartig und werden gekennzeichnet durch das Fehlen der Einsprenglinge. Das bis auf die Mandelräume gleichmässige Gestein setzt sich hauptsächlich aus ausgefranstem Plagioklas in leistenförmiger Entwickelung zusammen. Zuweilen kommt es zu den zierlichsten sphärolithartigen und büschelförmigen Ausfaserungen der Feldspäthe. Auch wurden stiefelknechtförmige und andere Skelette beobachtet (Fig. 20). Zwischen den Leisten kann hin und wieder ein Rest einer farblosen Basis mit meist gut zu erkennenden Globuliten nachgewiesen werden.

Andere spilitartige Gesteine von Paganzo (La Rioja), Cuesta de los Torrecillos (La Rioja), Coloradita (La Rioja, Mandelstein) haben Anklänge an Intersertalstructur. Die Plagioklase sind zumeist schärfer begrenzt wie bei den vorigen, lassen zwischen sich eine durch Verwitterung feinkrystalline, mikrogranitische Grundmasse erkennen. Ausserdem erscheint reichlich Kalkspath in Butzen, von welchen einzelne in ihrer Gestalt auf Augit und Olivin hinzuweisen scheinen. Frischer Augit fehlt. Die besprochenen Gesteine sind mit den Spiliten nahe verwandt, mit denen sie das Fehlen der Einsprenglinge theilen.

Letztere stellen sich bei einem Anhang an die spilitischen Gesteine wenigstens spärlich ein, nämlich bei den grünlichgrauen Augitporphyriten von Chorillos (San Juan) und Cacheuta (Mendoza). Mikroskopisch spilitartig erscheinend, haben sie in den Handstücken vereinzelte, sehr grosse weisse und glasige Feldspathe makroskopisch eingesprengt.

Eine in verschiedenen Beziehungen ähnliche Gliederung lässt sich bei den Melaphyren durchführen, unter denen besonders die braunen Gesteine nahe verwandt mit den gleichgefärbten spilitischen Augitporphyriten erscheinen.

1. Eine Gruppe der Melaphyre hat mit ihren röthlich und grünlich schwarzen, auch durch Verwitterung bräunlichen Gesteinen Ähnlichkeit mit Basalten. Noch grösser erscheint diese Verwandtschaft unter dem Mikroskop, wo man gradezu dieselben Erscheinungen findet, wie bei diesen. Es muss dazu bemerkt werden, dass bei einzelnen, wie Isonzo (Salta), das geologische Alter in der That nicht vollkommen sicher gestellt ist.

Es sind die in Rede stehenden basaltisch aussehenden Melaphyre z. Th. hypokrystallin-porphyrisch so wie viele Basalte (Isonzo, Salta; Cerro Rajado, La Rioja). Die als farbloses Glas entwickelte Basis tritt nicht sehr in den Vordergrund, wesshalb das anscheinend holokrystalline Gestein von Hoyada (Catamarca) hier gleich angereiht werden mag. Als Einsprenglinge erscheinen in den drei Gesteinen besonders Olivin, bei Cerro Rajado Augit (hier, wie bei vielen Basalten, mit grünem Chromdiopsidkern). Die Grundmasse ist entweder aus an Menge ungefähr gleichwerthigen Feldspathleisten und Augitsäulchen aufgebaut (Isonzo) oder besonders feldspathreich mit fluidaler Anordnung.

Eine zweite Gruppe der basaltartigen Melaphyre lässt einen intersertalen Aufbau erkennen. Nicht in typischer Art ist das eine Handstück von Ischigualasto (La Rioja), insofern als in der ophitisch aus Feldspathstrahlen und dazwischen geklemmten röthlichen Augitfetzen bestehenden Masse noch grössere Plagioklase (bis zu 1 cm lang und ½ cm breit) eingesprengt vorhanden sind. Typisch intersertal, d. h. ohne eigentliche Einsprenglinge und mit der Ausbildung einer Zwischenklemmungsmasse, entwickelt ist vor allem das Ge-

stein von Salinas de Bustos (La Rioja); bei anderen Handstücken von Ischigualasto (La Rioja) treten die Zwickel schon wieder mehr zurück.

Das schöne Gestein von Salinas de Bustos zeigt unter dem Mikroskope divergentstrahlige Plagioklasleisten, Körner und zuweilen Krystalle von Olivin, grobstrahliges Titaneisen und in den Zwickeln lichtröthliche Augitstrahlen, welche häufig durch parallele Anordnung auffallen. Die kleinen Querschnitte dieser Augite sind zuweilen kreuzartig (Fig. 21). Zwischen den Strahlen erscheint das Erz nicht in der Gestalt des Titaneisens, sondern in den drei- und viereckigen Durchschnitten und Skelettbildungen des Magneteisens.

2) Eine weitere Gruppe der Melaphyre, welche besonders unter dem Mikroskope andesitartig erscheint, zeichnet sich auch schon makroskopisch durch das reichliche Vorkommen des Plagioklases als Einsprengling im Gegensatz zu den basaltischen aus. Im mikroskopischen Bilde erscheint auch die Grundmasse als feldspathreich mit pilotaxitischer Anordnung. Als Einsprenglinge der röthlichen Gesteine erkennt man, ausser den oft zonaren Plagioklasen, Olivin und Augit. Das Mengenverhältniss der letzteren zu einander wechselt. Die Schwierigkeit, Olivin zu erkennen, ist oben schon erwähnt. Es gehören zu dieser Gruppe die Gesteine von Champones (San Juan), Quebrada del Cura (San Juan), Aguadita (La Rioja), Zw. Tambillos und Umango (La Rioja) und Paso de la Deidad (San Juan).

3) Die letzte Gruppe von Melaphyren besteht aus rothgefärbten makroskopisch den Spiliten vergleichbaren mandelsteinartigen Gesteinen von Curtiembres (Salta). Sie kennzeichnen sich durch eine aus zumeist reichlichen Feldspathleisten in fluidaler Anordnung bestehende und eine farblose globulitisch gekörnelte Basis enthaltende Grundmasse und Einsprenglinge von wohlgeformtem, nur durch Corrosion hin und wieder entstelltem Olivin, seltener Augit.

Die Durchmusterung der oben beschriebenen Diabase, Olivindiabase, Augitporphyrite und Melaphyre giebt zu folgender Erörterung Anlass: Die an den genannten verschiedenen Stellen erwähnten, durch braunrothe Farbe ausgezeichneten Gesteine (Paganzo, La Rioja; Cuesta de los Torrecillos,

La Rioja; Curtiembres, Salta; Cerro morado, La Rioja; Aguafria, San Juan; Champones, San Juan; Quebrada del Cura, San Juan; Aguadita, La Rioja; Zw. Tambillos und Umango, La Rioja) sind nach den Erfahrungen von Prof. Brackebusch geologisch weit enger verknüpft, als es die petrographische Gliederung in verschiedene Gruppen vermuthen lässt. Zu derselben Anschauung kommt auch Stelzner i. a. W. S. 87.

Besonders charakteristisch scheint das Gebiet von Paganzo zu sein, in welchem sich diese Gesteine sowohl als Diabase wie Augitporphyrite mit Spilit- und Intersertalstructur erweisen, während die ganz ähnlich auftretenden gleichartig erscheinenden Gesteine von Curtiembres (Salta) sich als Melaphyre darstellen. Es lassen diese Verhältnisse Raum für die Vermuthung, dass auch bei den argentinischen Gesteinen die Herausbildung der verschiedenen Typen als Diabase, Olivindiabase, Augitporphyrite und Melaphyre, sowie ferner die Entstehung der einzelnen Structuren dieser Gesteinsgruppen nichts weiter als eine Folge der Einwirkung örtlich verschiedener Umstände auf gleiche oder wenigstens ähnliche Gesteinskörper ist. Der Unterschied zwischen Diabasen bezw. Olivindiabasen einerseits und Augitporphyriten bezw. Melaphyren andererseits erscheint hier als kein scharfer, wie man ja auch structurell die Diabase als Ergussgesteine sehr wohl in gleiche Linie besonders mit den intersertal struirten Augitporphyriten und Melaphyren stellen kann. Bei beiden Gesteinsgruppen findet sich zwischen den divergentstrahligen Feldspathleisten eine Zwischenklemmungsmasse, die bei den Diabasen als einheitlicher Augit, bei den intersertalen Augitporphyriten und Melaphyren als Gemenge von Augit, Erz u. s. w. erstarrt ist. Sowohl bei den Diabasen als bei den intersertalen Augitporphyriten und Melaphyren vermisst man die Herausbildung typischer Einsprenglinge; auch mit den Spiliten stehen diese Structuren in engem Zusammenhange, wie sich aus der Betrachtung der betreffenden Gesteine von Paganzo (La Rioja) leicht ergiebt.

Was schliesslich den Unterschied der Gesteine nach dem Olivingehalt angeht, so ergiebt sich aus dem Studium der vorliegenden argentinischen Handstücke eine enge Verknüpfung

beider Gruppen auf das Deutlichste. Das äussere Aussehen olivinhaltiger und olivinfreier Glieder ist das nämliche, und auch feinere structurelle Eigenthümlichkeiten kehren bei beiden wieder. Es erklärt sich dies wohl dadurch, dass zuweilen Olivin nicht zur Ausscheidung gelangte, zuweilen resorbirt wurde, wofür Anzeichen bei dem rothen Melaphyre von Curtiembres (Salta) in den magmatischen Corrosionen des Olivins zu finden sind.

Ein interessantes zum Schlusse zu besprechendes Gestein von Cerro del Aguilar (Jujuy) ist allem Anscheine nach als Analogon der Epidiorite bei den Augitporphyriten aufzufassen. Das Gestein, welches als Gangbildung in palaeozoischen Schiefern auftritt, zeigt makroskopisch in einer schwärzlichgrünen feinkörnigen Grundmasse nach den Handstücken wechselnd mehr oder minder zahlreiche, weisse, tafelförmige in den meist vorliegenden Durchschnitten leistenförmige bis zu 1 cm lange Plagioklase.

Im mikroskopischen Bilde überraschen die letzteren durch ihre eigenthümliche Verwitterung. Ihr Platz ist nämlich von einem farblosen, höchstens ganz lichtgrünlichen, lappigstrahligen Aggregat meist vollkommen eingenommen, welches ich für Hornblende halte. Zwar habe ich Querschnitte mit der bekannten Spaltbarkeit nur angedeutet gefunden. Indess nimmt dies bei dem fast nephritartigen Charakter des secundären Filzes nicht Wunder. Umsetzung von Plagioklas in Hornblende ist bekanntlich auch sonst in seltenen Fällen angegeben. Die Auslöschungsschiefe zu der ungefähren Längsrichtung der meist etwas geschweiften Fasersysteme ist gering, und diese Richtung ist von demselben Charakter wie die kleinere Elasticitätsaxe des Gypsblättchens. Sonstige Einsprenglinge fehlen bis auf vereinzelte Augite.

In der Grundmasse erkennt man gedrungen leistenförmigen Plagioklas, z. Th. noch erhalten, z. Th. gleichfalls in die helle Hornblende ganz ähnlich wie der Einsprenglingsfeldspath umgewandelt. Augit ist nicht zu erkennen. Zwischen den Feldspathen der Grundmasse liegen vielmehr Butzen grüner, faseriger Hornblende von etwas gröberem Gefüge als die erwähnte farblose und desshalb auch in ihren Spaltungsverhältnissen zu erkennen, fernerhin Schuppen braunen Biotits,

Chlorit und Erz in kleinen Strahlen und Körnern. Apatitnadeln durchspicken die Feldspathe der Grundmasse. Man könnte das Gestein als Epidioritporphyrit bezeichnen, entsprechend den aus Diabasen hervorgegangenen Epidioriten, da es sich wohl ganz ähnlich, wie die Epidiorite von den Diabasen, von Augitporphyriten herleiten wird.

I. Quarzporphyre.

a) Mikrogranite (Mikrogranitporphyre Chelius').

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	23° 12′	65° 33′	4 000	Jujuy.	Abra del Mal Paso, Humahuaca.
2.	27° 5′	68° 4′	3 850	Catamarca.	Rio Losas, südöstl. Cord. de San Francisco.
3.	28° 10′	69° 9′	—	La Rioja.	Burrito muerto, Weg von Laguna Brava zu Barrancas Blancas.
4.	28° 7′	69° 28′	3 950	„	Paso de Come Caballos, nahe dem Schutzhause.
5.	28° 40′	69° 2′	3 550	„	Salinas del Leoncito.
6.	—	—	—	„	Gualilan.
7.	30° 15′	67° 18′	850	„	Oestl. Paganzo.
8.	29° 2′	69° 34′	3 450	San Juan.	Angostura zw. Pircas Blancas und Guardia. Rio San Guillermo.
9.	28° 16′	69° 28′	4 000	San Juan (Grenze zu La Rioja).	Aufstieg zur Brea von Norden her.
10.	28° 52′	69° 27′	4 400	„	Cumbre de la Brea, westl. Rio Blanco (Jachal).
11.	29° 53′	69° 33′	2 750	San Juan.	Vaquita muerta, östl. Abfall vom Paso de Colanguil.
12.	30° 59′	69° 42′	2 000	„	Mina Animas, Castaño.
13.	30° 27′	70° 6′	4 300	„	Cord. de Olivarez, Abfall nach dem Rio Blanco.
14.	30° 36′	70° 16′	4 000	„	Aguafria, Cord. de los Patos, westl. Castaño.
15.	30° 48′	69° 38′	2 650	„	Leoncito, zw. Castaño und Iglesias.
16.	30° 12′	64° 29′	400	Cordoba.	Cerro Quilino.
17.	30° 9′	64° 19′	900	„	San Pedro östl. Quilino.
18.	30° 9′	64° 12′	900	„	San Pedro nach Casavieja, östl. Quilino.
19.	29° 39′	64° 2′	400	„	Aguadita nw. San Francisco del Chañar.
20.	29° 43′	64° 12′	300	„	Nispo.

b) Granophyre.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 50′	68° 5′	3 100	Catamarca.	Zw. Jume (Rio de la Troya) und Chaschuil, westl. Tinogasta.
2. 3.	27° 51′	68° 4′	3 200	„	Abra del Jume, südl. Chaschuil.
4.	28° 59′	67° 43′	3 500	La Rioja.	Cajon, Rio Amarillo, Famatina.
5.	29° 2′	67° 43′	3 500	„	Mesada, Rio Amarillo, Famatina.
6.	29° 6′	67° 43′	4 200	„	Espiritu santo. Cerro negro, Famatina.
7.	27° 24′	66° 42′	1 800	„	Ampuyaco nordöstl. Belen.
8.	26° 40′	65° 5′		Tucuman.	Tranquitas.
9.	28° 32′	69° 27′	4 400	San Juan (Grenze zu La Rioja).	Cumbre de la Brea, westl. Rio Blanco (Jachal).
10.	29° 2′	69° 34′	3 450	San Juan.	Angostura, zw. Pircas Blancas und Guardia. Rio San Guillermo.
11.	29° 29′	69° 29′	3 100	„	Lavaderos südl. El Fierro.
12.	29° 22′	69° 38′	4 200	„	El Fierro, Schlucht Tres Quebradas aufwärts.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
13.	29° 52′	69° 40′	3 350	San Juan.	Acerillos, östl. Abfall vom Paso de Colanguil.
14.	30° 13′	70° 9′	4 500	„	Paso del Agua Negra, Laguna, Passhöhe.
15.	30° 1′	69° 42′	3 200	„	Quebrada de Couconta, östl. Abfall.
16.	30° 25′	70° 5′	4 000	„	Cuesta del Rio Blanco, abwärts Rio Agua Negra, Grenzcord. mit Chile.
17.	30° 30′	70° 9′	3 500	„	Rio San Lorenzo, Fuss der Cuesta, westl. Cord. de Olivarez.
18.	30° 51′	70° 4′	2 900	„	Cajon de la Punta Negra, aufwärts Rio Atutia (Castaño).
19.	30° 57′	70° 0′	3 800	„	Cordillera de la Ollita, westl. Castaño.
20.	30° 22′	64° 30′	800	Cordoba.	Batallas.
21.	29° 47′	64° 12′	300	„	Bañado del Simbolguasi.
22.	29° 47′	64° 12′	300	„	„ „ „
23.	30° 7′	63° 53′	450	„	Casa del Sol = Cerro Colorado, östl. Caminiago.
24.	30° 7′	63° 54′	500	„	Veladero.

c) Felsophyre.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 3′	68° 4′	3 650	Catamarca.	Angosto, nördl. d. Losas, südöstl. San Francisco.
2.	27° 28′	68° 5′	4 200	„	Cienega larga, nördl. Chaschuil.
3.	27° 51′	68° 4′	3 200	„	Abra del Jume, südl. Chaschuil.
4.	28° 35′	67° 50′	3 150	La Rioja.	Famatina, Potrero de los Angulos.
5.	28° 7′	69° 34′	4 200	„	Paso de la Peña Negra, Grenzcord. mit Chile.
6.	28° 7′	69° 28′	3 950	„	Paso de Come Caballos, nahe dem Schutzhause.
7.	28° 5′	69° 31′	4 300	„	Paso de Come Caballos, Passhöhe (Einschluss in andesitischem (?) Gesteine).
8.	28° 7′	69° 31′	4 350	„	Baboso, sö. Paso de la Peña Negra, Grenzcord. mit Chile.
9.	30° 26′	70° 6′	4 500	San Juan.	Wasserscheide zw. d. Rio Blanco u. d. Rio Agua Negra, Grenzcord. mit Chile.
10.	28° 42′	69° 51′	4 150	„	Quebrada de los Helados, Rio de la Sal, nahe dem Paso de los Helados.
11.	28° 44′	69° 45′	3 750	„	Quebrada de los Helados, Weg zum Paso de los Helados.
12.	30° 13′	70° 9′	4 500	„	Paso del Agua Negra, Laguna, Passhöhe.
13.	30° 47′	70° 23′	3 600	„	Patillos, Portillopass los Patos, Quellgebiet des Rio Castaño.
14.	29° 2′	69° 50′	3 300	„	Bañitos, Rio de la Sal.
15.	30° 9′	64° 19′	900	Cordoba.	San Pedro, östl. Quilino.

d) Vitrophyre.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	30° 28′	70° 6′	3 600	San Juan.	Rio Blanco, westl. Cordillera de Olivarez (Quebrada de la Cuesta).

e) Tuffe.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 27′	66° 35′	1 900	Catamarca.	Quebrada Visvis, Amanao, Andalgala.
2.	30° 45′	68° 59′	3 450	San Juan.	Cañada de los Patos, Grenzcord. mit Chile.
3.	30° 51′	70° 4′	2 900	„	Cajon de la Punta Negra, aufwärts Rio Atutia (Castaño).

II. Porphyrite.

a) Quarzdioritporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 41′	67° 58′	2 500	Catamarca.	Boca de Chaschuil, westl. Saujil.
2.	29° 3′	67° 45′	4 500	La Rioja.	Portezuelo Azul, Famatina.
3.	29° 6′	67° 43′	4 200	San Juan.	Espiritu santo, Cerro Negro, Famatina.
4.	28° 59′	69° 11′	3 000	„	Cachiyugual, östl. Rio Blanco (Jachal).

b) Dioritporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	30° 18′	69° 59′	3 800	San Juan.	Rio del Agua Negra, aufwärts der Playas, Weg zum Pass.
2.	29° 40′	70° 9′	4 500	„	Paso de la Deidad, Passhöhe.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	28° 40′	69° 2′	3 550	La Rioja.	Salinas del Leoncito.
2.	31° 1′	69° 28′	—	San Juan.	Castaño viejo.
3.	29° 48′	68° 59′	—	„	Quebrada del Trapiche, Gualcamayo, nördl. Jachal.
4.	29° 45′	68° 53′	2 100	„	Gualcamayo, nördl. Jachal.

c) Quarzglimmerhornblendeporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	28° 57′	69° 11′	3 550	San Juan.	Zw. Peñitas und Cachiyugual.
2.–5.	29° 52′	64° 11′	650	Cordoba.	Zw. Totorillo und Saltito, Pertigo.

d) Glimmerhornblendeporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	28° 10′	69° 34′	—	La Rioja.	Valle Peña Negra, südl. vom Pass.
2.	30° 52′	70° 1′	2 300	San Juan.	Atutia, Rio de Castaño.

e) Quarzhornblendeporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	28° 34′	69° 26′	4 000	San Juan.	Quebrada de la Brea, Südabfall.

f) Hornblendeporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 55′	68° 27′	4 000	Catamarca.	Pampa de Pedro.
2.	27° 55′	68° 27′	4 000	„	„ „ „
3.	28° 7′	69° 29′	4 150	La Rioja.	Weg von Casucha Come Caballos zum Rio Baboso.

g) Glimmerporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	29° 23′	67° 49′	2 000	La Rioja.	Cuesta de Miranda, Famatina, südwestl. Chilecito.
2.	29° 3′	69° 52′	3 400	San Juan.	Hamicha, Valle del Cura } wahrscheinl. ident.
3.	—	—	—	„	Aufwärts las Invernadas, Valle del Cura } wahrscheinl. ident.
4.	30° 57′	69° 59′	3 800	„	Cordillera de la Ollita, westl. Castaño. Passhöhe.

h) Augithaltige Hornblendeglimmerporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	31° 3′	69° 47′	2 500	San Juan.	Potrerillos, südwestl. Castaño.
2.	28° 24′	69° 42′	4 350	„	Mogotes südl. Potro.

i) Augithaltige Hornblendeporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	28° 7′	69° 31′	4 350	La Rioja.	Cumbre Baboso, südöstl. Peña Negra, Grenzcord. mit Chile. Von Prof. BRACKEBUSCH als Andengestein bezeichnet.
2.	30° 47′	70° 23′	3 600	San Juan.	Patillos, östl. Fuss des Portillopasses los Patos, Quellgebiet des Rio de Castaño. Von Prof. BRACKEBUSCH als Andengestein bezeichnet.

k) Augithaltige Quarzglimmerporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	29° 51′	69° 42′	3 500	San Juan.	Quebrada de Colanguil, oberhalb Acerillos.
2.	29° 51′	69° 48′	4 700	„	Paso de Colanguil.
3.	29° 52′	69° 56′	4 000	„	Vegas de Aguilar, westl. Fuss des Concontapasses.

l) Augithaltige Glimmerporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	29° 37′	69° 51′	3 400	San Juan.	Vegas de Cienega redonda, Valle del Cura.
2.	29° 53′	69° 51′	4 700	„	Cumbre de Conconta.
3.	30° 1′	69° 42′	3 200	„	Quebrada de Conconta, östl. Abfall.
4.	33° 5′	69° 5′	1 300	Mendoza.	Cacheuta.

m) —?— Porphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 15′	68° 16′	3 600	Catamarca.	Casadero nach Tamberia, Rio Chaschuil.
2.	28° 40′	69° 2′	3 550	La Rioja.	Salinas del Leoncito.
3.	28° 42′	69° 13′	3 500	„	Weg von Salinas del Leoncito nach dem Rio Blanco.
4.	28° 57′	69° 11′	3 550	San Juan.	Zw. Peñitas und Cachiyugual.
5.	33° 5′	69° 5′	1 300	Mendoza.	Cacheuta.

n) —?— Porphyrite mit Augitgehalt.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1. 2.	29° 53′	68° 59′	3 700	San Juan.	{ Cerro de Guachi. Guachi.

o) Enstatitporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 54′	68° 25′	3 900	Catamarca.	Colorados, östl. Alto de Machaco.
2.	28° 7′	69° 28′	3 950	La Rioja.	Casucha de Come Caballos.
3.	—	—	—	San Juan.	Cajon de la Brea, westl. Rio Blanco (Jachal).

III. Diabase.

a) Proterobase.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	29° 6′	67° 43′	4 200	La Rioja.	Espiritu santo, Cerro Negro, Famatina.
2.	28° 45′	69° 25′	3 700	San Juan.	Nacimientos del Infernillo, Rio Blanco (Jachal).
3.	—	—	—	„	Marayes, Guachi.

b) Diabase.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 41′	67° 58′	2 500	Catamarca.	Boca de Chaschuil, westl. Saujil.
2.	28° 7′	69° 31′	4 350	La Rioja.	Cumbre Baboso, südöstl. Peña Negra, Grenzcord. mit Chile.
3.	28° 43′	68° 55′	3 450	„	Weg von Jaguel nach Leoncito.
4.	28° 59′	67° 43′	3 500	„	Cajon, Rio Amarillo, Famatina.
5.	29° 58′	67° 25′	1 550	„	Cerro Morado, Vilgo.
6.	30° 14′	67° 19′	850	„	Paganzo.
7.	29° 6′	69° 47′	3 000	San Juan.	Ortiga, Rio de la Sal.
8.	30° 1′	69° 38′	1 700	„	Castaño viejo (Tiberimi).
9.	29° 53′	68° 59′	3 700	„	Cerro de Guachi.
10.	31° 7′	69° 3′	2 400	„	Vallecito, südl. Gualilan.
11.	—	—	—	„	Talcanco, Guachi.

c) Olivindiabase.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	25° 42′	66° 4′	1 800	Catamarca.	Palos pintados.
2.	28° 43′	68° 55′	3 450	La Rioja.	Weg von Jaguel nach Leoncito.
3.	30° 15′	67° 41′	1 250	„	Salinas de Bustos.
4.	30° 38′	70° 20′	3 350	San Juan.	Aguafria.

IV. Augitporphyrite.

a) Diabasporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	28° 40′	69° 2′	3 550	La Rioja.	Salinas del Leoncito.
2.	29° 29′	69° 29′	3 100	San Juan.	Lavaderos, südl. El Fierro.
3.	29° 53′	68° 59′	3 700	„	Cerro de Guachi.

b) Andesitartige Augitporphyrite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	26° 5′	66° 26′	3 150	Salta.	Jacimanao.
2. 3.	28° 40′	69° 2′	3 550	La Rioja.	Salinas del Leoncito. Cerro del Leoncito.
4.	29° 10′	69° 13′	3 000	„	Aguadita, westl. Abfall der Sierra del Cepo zum Rio Blanco.
5.	29° 0′	69° 4′	3 900	San Juan.	Cuesta, westl. Laguna del Descubrimiento.
6.	29° 44′	70° 4′	3 750	„	Rio de los Colorados, zw. Valle del Cura und Paso de la Deidad. („Mesoz. bas. Eruptivgestein.“)

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
7.	30° 0′	69° 5′	2 800	San Juan.	Portezuelo de Tambillos. („Mesoz. bas. Eruptivgestein.“)
8.	29° 29′	69° 43′	3 250	„	Cordillera de los Helados, Rio de la Sal, Ostabhang.
9.	—	—	—	„	Westabhang der Cordillera del Fierro, östl. Cordillere. („Mesoz. bas. Eruptivgestein.“)

c) Spilite.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	27° 55′	68° 2′	2 350	Catamarca.	Coloraditos.
2.	29° 58′	67° 25′	1 550	La Rioja.	Cerro morado, Vilgo.
3.	30° 3′	67° 27′	1 550	„	Cuesta de los Torrecillos, Vilgo.
4.	30° 14′	67° 19′	850	„	Paganzo.
5.	30° 15′	67° 18′	850	„	Oestl. Paganzo.
6.	29° 5′	69° 26′	3 350	San Juan.	Chorillos, nördl. San Guillermo.
7.	33° 5′	69° 5′	1 300	Mendoza.	Cacheuta.

V. Melaphyre.

a) Basaltartige Melaphyre.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	25° 22′	65° 52′	3 200	Salta.	Isonzo, westl. Guachipas.
2.	26° 50′	67° 49′	3 600	Catamarca.	Hoyada.
3.	30° 15′	67° 41′	1 250	La Rioja.	Salinas de Bustos.
4.	30° 14′	67° 54′	1 450	„	Ischigualasto, Sierra del Valle Fertil.
5.	29° 48′	68° 11′	1 050	Grenze zwischen La Rioja und San Juan.	Cerro Rajado, Fuss.
6.	—	—	—	La Rioja.	Zw. Salinitas und Paganzo.

b) Andesitartige Melaphyre.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	28° 59′	68° 49′	2 650	La Rioja.	Zw. Tambillos (Rio de Guandacol) und Umango. („Mesoz. bas. Eruptivgestein.“)
2.	29° 10′	69° 13′	3 000	„	Aguadita, westl. Abfall der Sierra del Cepo zum Rio Blanco.
3.	29° 46′	69° 54′	3 700	San Juan.	Champones, Valle del Cura.
4.	29° 40′	70° 9′	4 500	„	Paso de la Deidad. („Mesoz. bas. Eruptivgestein.“)
5.	29° 43′	70° 9′	4 050	„	Oestl. Abfall des Paso de la Deidad. („Mesoz. bas. Eruptivgestein.“)
6.	—	—	—	„	Quebrada, so. Valle del Cura. („Mesoz. bas. Eruptivgestein.“)

c) Den Spiliten nahestehende Melaphyre.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	c. 23° 30′	c. 64° 48′	—	Jujuy.	Calilegua.
2.	25° 48′	65° 38′	1 300	Salta.	Curtiembres.

VI. Epidioritporphyrit.

No.	Breite	Länge	Höhe	Provinz	Ort
1.	23° 9′	65° 45′	5 000	Jujuy.	Cerro del Aguilar.

Erklärung der Tafel XII.

Fig. 1. Drei nicht genau parallel mit einander verwachsene Quarze. Die Anlage ist nach des Verf. Ansicht eine ursprüngliche. Granophyr von Angostura, San Juan (S. 401).

„ 2. Spaltrisse im Quarz, durch die Operation des Schleifens entstanden. Auch ein „zopfartiges“ Spaltrisssystem ist zu erkennen. Granophyr von Ampuyaco, Catamarca (S. 402).

„ 3. Feldertheilung im Quarz um Einschlüsse. Mikrogranit von Rio Losas, Catamarca (S. 403).

„ 4. Dieselbe Erscheinung mit etwas verschobenen Feldergrenzen. Mikrogranit von San Pedro nach Casas viejas, Cordoba (S. 403).

„ 5. Zertrümmerung eines Quarzeinsprenglings unter Erhaltung der Form. Mikrogranit von Nispo, Cordoba (S. 405).

„ 6. Fluidale Strähnen um Quarzeinsprenglinge (einer mit „zopfartigen“ Sprungsystemen), z. Th. in zackig in einander greifende Quarzkornaggregate zerfallend. Vitrophyr von Rio Blanco, San Juan (S. 405).

„ 7. Wohlgeformte Feldspathe und Skelettbildungen derselben in einer sphärolithischen Aureole um Quarz. Granophyr von Ampuyaco, Catamarca (S. 407 u. 415).

„ 8. Wiederholte Roctourné-Zwillingsbildung im Feldspath des Mikrogranites von Vaguita muerta, San Juan (S. 409).

„ 9. Zwei sich kreuzende Feldspathe sphärolithisch in die Grundmasse auswachsend. Granophyr von Zw. Jume und Chaschuil, Catamarca (S. 414).

„ 10. Pseudosphärolith, innen strahlig, aussen mikropegmatitisch. Granophyr von Veladero, Cordoba (S. 414).

„ 11. Ähnliche Bildung ohne Ausbildung der Kugelform, im Centrum einheitlich erscheinend. Ebendaher (S. 414).

„ 12. Feldspathaureole um Plagioklas. Granophyr von Quebrada de Conconta, San Juan (S. 414).

„ 13. Secundärer Quarzgang, das Nachbargestein durchtränkend. Die Grundmasse wird hierdurch ähnlich, wie sonst bei mikropegmatitischer Ausbildung. Granophyr von Paso del Agua Negra, San Juan (S. 415).

„ 14. Feldspathaureole, eine verkümmerte Zwillingslamelle darstellend. Porphyrit von Casadero nach Tamberia, Catamarca (S. 423).

„ 15. Regelmässiger Absatz von Chlorit in Feldspath. Glimmerporphyrit von Cuesta de Miranda, La Rioja (S. 423).

„ 16. Durchkreuzungszwilling von Augit nach $\infty P\bar{\infty}$ (100); Schnitt nach $\infty P\breve{\infty}$ (010). Proterobas von Marayes, San Juan (S. 430).

„ 17. Chloritsphärolithe in den Zwickeln zwischen den Feldspathen des Diabases von Weg von Jaguel nach Leoncito, La Rioja. Dieselben zeigen das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz (S. 430).

„ 18. Verwachsungen von Augit und Hornblende. Proterobas von Cerro Negro, Famatina, La Rioja (S. 431).

Fig. 19. Sanduhrförmiger Augit aus dem Augitporphyrit von Portezuelo de Tambillos, San Juan (S. 434).

„ 20. Feldspathskelette aus dem Spilite von Paganzo (La Rioja) (S. 437).

„ 21 a. Intersertalzwickel aus dem Melaphyr von Salinas de Bustos, La Rioja. Man erkennt die langen, parallelen Augitsäulchen und die Magnetitkörner (S. 439).

„ 21 b. Querschnitte von vier nebeneinander liegenden parallelen Augitsäulchen aus den Zwickeln desselben Gesteins (S. 439).

Krystallographische Untersuchung organischer Verbindungen.

Von

F. E. Tuttle aus State College, Pennsylvania.

Hierzu Taf. XI.

Sesquiterpenchlorid.

$C_{15}H_{25}Cl$.

(Schmelzpunkt 63°.)

Das Sesquiterpenchlorid wurde von O. WALLACH und W. H. WALKER dargestellt[1] durch Behandlung von Sesquiterpenalkohol $C_{15}H_{26}O$ mit PCl_5. Das Gemisch erstarrt zu einer weissen krystallinischen Masse, aus der durch Destillation im Vacuum $POCl_3$ entfernt wurde. Das Sesquiterpenchlorid wurde dann mit wässerigem Ammoniak gewaschen, getrocknet und durch Krystallisation aus Alkohol gereinigt. Die gemessenen Krystalle von ca. 2 mm Länge wurden aus Ligroin erhalten; sehr rasch, in 8—10 Stunden, erreichen die Krystalle eine Länge von 4 cm.

Rhombisch.

a : b : c = 0,7865 : 1 : 1,5622.

Beobachtete Formen (Fig. 1): o = (111), c = (001), q = (011).

	gemessen	berechnet
o : o = 111 : $\bar{1}$11 =	93° 54½'	—
o : o = 111 : 1$\bar{1}$1 =	70 11	—
o : c = 111 : 001 =	68 22½ ... 25½	68° 24' 30"

Ebene der optischen Axen (100), erste Mittellinie c. Cha-

[1] Ann. d. Chemie. 271. 289. 1892.

rakter der Doppelbrechung positiv. Dispersion der optischen Axen $\rho < v$.

2H =	92° 1¾′	Li
	92 16¾	Na
	92 26$\frac{1}{10}$	Tl

Sesquiterpenbromid.

$C_{15}H_{25}Br$.

(Schmelzpunkt 61½°.)

Dieses Bromid wurde von O. Wallach und W. H. Walker dargestellt[1] durch Hinzufügung der berechneten Menge von Sesquiterpenalkohol zu einer Lösung von PBr_3 in CS_2. Die nach der Entfernung von CS_2 zurückbleibende krystallinische Masse wurde in derselben Weise wie das Chlorid behandelt.

Rhombisch.

a : b : c = 0,7823 : 1 : 1,5328.

Beobachtete Formen (Fig. 2): c = (001), o = (111), r = (101), q = (011).

	gemessen	berechnet
c : r = 001 : 101 =	62° 57¾′	—
c : q = 001 : 011 =	56 52¾	—
c : o = 001 : 1$\bar{1}$1 =	68 9	68° 6′
o : o = 1$\bar{1}$1 : $\bar{1}$11 =	136 11¾	136 12½
o : o = 1$\bar{1}$1 : $\bar{1}\bar{1}$1 =	94 13	93 54½
o : r = 1$\bar{1}$1 : 101 =	34 39	34 52.

Ebene der optischen Axen (100), erste Mittellinie c. Charakter der Doppelbrechung negativ. Dispersion der optischen Axen $\rho > v$.

Sesquiterpenjodid.

$C_{15}H_{25}J$.

(Schmelzpunkt 61°.)

Das Jodid wurde von W. H. Walker genau auf demselben Wege dargestellt[2], wie er oben für das Bromid beschrieben wurde. Es krystallisirt aus Ligroin in breiten Prismen, welche in der Richtung der Verticalaxe verlängert sind. Die Krystalle aus diesem Lösungsmittel sind nicht messbar wegen der Unebenheit ihrer Flächen. Messbare Krystalle von un-

[1] Ann. d. Chemie. 271. 290. 1892.

[2] Ann. d. Chemie. 271. 290. 1892.

gefähr 2 mm Länge wurden durch langsame Verdunstung einer alkoholischen Lösung gewonnen.

Rhombisch.

$a : b : c = 0{,}5343 : 1 : 0{,}6475.$

Beobachtete Formen (Fig. 3): c = (001), p = (110), b = (010), q = (011), o = (111).

	gemessen	berechnet
$q : q = 011 : 0\bar{1}1 =$	65° 51′	—
$o : o = 1\bar{1}1 : \bar{1}11 =$	107 54½	—
$b : q = 010 : 011 =$	56 59¼	57° 4½′
$o : p = 111 : 110 =$	36 15½	36 2¾
$p : p = 110 : 1\bar{1}0 =$	56 8¾	56 14.

Sesquiterpennitrat.

$C_{15}H_{25}ONO_2$.

(Schmelzpunkt 96°.)

Diese Verbindung wurde von O. Wallach und W. H. Walker dargestellt durch Behandlung einer übersättigten alkoholischen Lösung von Sesquiterpenalkohol mit einem Überschuss von rauchender Salpetersäure. Aus dem Gemisch schied sich ein Theil des Nitrats in farblosen Nadeln ab. Die Mutterlauge wurde in eine grosse Menge Wasser gegossen. Dabei bildeten sich neue Krystalle neben Öl, das durch Destillation mit Wasserdampf entfernt wurde. Die gemessenen ca. 3 mm grossen Krystalle wurden aus Alkohol erhalten.

Rhombisch.

$a : b : c = 0{,}9543 : 1 : 1{,}3837.$

Beobachtete Formen (Fig. 4): c = (001), b = (010), r = (101), p = (110), o = (111), k = (012).

	gemessen	berechnet
$c : r = 001 : 101 =$	55° 23½′	—
$p : b = 110 : 010 =$	46 20½	—
$r : r = 101 : 10\bar{1} =$	69 12	69° 13½′
$o : b = 111 : 010 =$	51 50	51 51
$c : k = 001 : 012 =$	ca. 34 51	34 40½
$k : b = 012 : 010 =$	ca. 55 13	55 20½
$c : r = 001 : 10\bar{1} =$	124 37½	124 36¾.

Vollkommen spaltbar nach (010). Ebene der optischen

Axen für rothes, gelbes und grünes Licht (100), für blaues Licht (010). Erste Mittellinie c. Charakter der Doppelbrechung positiv.

	Ebene der opt. Axen	2E
Roth (Li)	(100)	23° 6′
Gelb (Na)	(100)	18 32
Grün (Tl)	(100)	10 22¾
Blau (Kupferlasur) . . .	(010)	9 19½.

Die Wellenlänge, für welche diese Substanz bei ca. 20° C. optisch einaxig ist, wurde nach der von TH. LIEBISCH[1] angegebenen Methode durch spectrale Zerlegung der im senkrecht einfallenden Lichte bei gekreuzten Nicols auftretenden Interferenzfarbe bestimmt. Der rothe und der gelbe Theil des Spectrums waren von schwarzen Interferenzstreifen frei. Der erste Streifen trat zwischen den FRAUNHOFER'schen Linien b und F auf, an der Stelle, welche der Wellenlänge $\lambda = 0{,}00050$ entspricht; für diese Lichtsorte ist also die Substanz bei jener Temperatur optisch einaxig.

Caryophyllen-Alkohol.

$C_{15}H_{25}.OH$.

(Schmelzpunkt 94—95°.)

Diese Verbindung wurde dargestellt von O. WALLACH und W. H. WALKER[2]. Es wurden 300 g Sesquiterpen aus Nelkenöl auf einem Wasserbade 5 Stunden lang erhitzt mit folgender Mischung: 1000 g Eisessig, 40 g Wasser, 20 g concentrirte Schwefelsäure. Das Product wurde destillirt, von dem anhaftenden Öl durch Pressen auf einem Thonteller befreit; Krystalle wurden aus alkoholischer Lösung gewonnen.

Hexagonal, rhomboëdrisch-hemiëdrisch.

$a : c = 1 : 0{,}8060$.

Beobachtete Formen (Fig. 5): $b = (11\bar{2}0)$, $r = \varrho\ (10\bar{1}1)$.

$r : r = (10\bar{1}1) : (\bar{1}101) = 72^\circ\ 19'$.

Charakter der Doppelbrechung negativ.

---

[1] TH. LIEBISCH: Über die Spectralanalyse der Interferenzfarben optisch zweiaxiger Krystalle. I. Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1893. 265.

[2] Ann. d. Chemie. 271. 288. 1892.

Champacol.

$C_{15}H_{26}O$.

(Schmelzpunkt 91°.)

Champacol wird durch Destillation von Guajacholzöl erhalten[1]. Er krystallisirt aus Alkohol in grossen, bis 6 cm langen, durchsichtigen Prismen.

Hexagonal, rhomboëdrisch-hemimorph.

$a : c = 1 : 0,5492.$

Beobachtete Formen (Fig. 6): $r = \varrho\ (10\bar{1}1)$, $r' = \varrho\ (10\bar{1}\bar{1})$, $a = (10\bar{1}0)$, $a' = (01\bar{1}0)$.

$r : r = 10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 55^\circ\ 16\tfrac{1}{4}'$.

Sehr vollkommen spaltbar nach $10\bar{1}0$. Charakter der Doppelbrechung positiv.

$\omega = 1,5449 \quad \varepsilon = 1,5480$ Na.

Wie Herr Th. Liebisch fand, sind die Krystalle stark pyroelektrisch.

α-Thujaketonsäure.

$C_{10}H_{16}O_3$.

(Schmelzpunkt 75—76°.)

Diese Säure wurde von O. Wallach dargestellt[2]. Die Krystalle bilden sich aus einer Lösung in Äther als glasglänzende rhombische Tafeln.

Rhombisch.

$a : b : c = 0,9553 : 1 : 1,2623.$

Beobachtete Formen (Fig. 7): c = (001), b = (010), p = (110), q = (011), q' = (021), r = (101).

	gemessen	berechnet
$p : p = 110 : 1\bar{1}0$	87° 23′ 25″	—
$c : q' = 001 : 021$	68 23 35	—
$c : q = 001 : 011$	51 27 40	51° 36′ 50″
$c : r = 001 : 101$	52 45	52 52 40

Vollkommen spaltbar nach (001).

Durch (001) treten die optischen Axen aus. Ebene der optischen Axen (100), erste Mittellinie c, Charakter der Doppel-

---

[1] Fr. E. Tuttle: Neue Beobachtungen über die Sesquiterpene und ihre Derivate. Inaug.-Dissert. Göttingen 1893. 40.

[2] Ann. d. Chemie. **272**. 113. 1893. **275**. 164. 1893.

brechung positiv. Dispersion der optischen Axen schwach, $\varrho < v$.

2E =	73° 43′	Li
	74 14	Na
	74 41	Tl
	75 8½	Kupferlasur.

Isomere Camphersäure aus Thujon.

$C_{10}H_{16}O_4$.

(Schmelzpunkt 146–147°.)

Dargestellt von O. WALLACH[1]. Aus einer mit Wasser versetzten Lösung in Alkohol scheiden sich glänzende rhombische Tafeln aus.

Rhombisch.

a : b : c = 0,5972 : 1 : 1,5406.

Beobachtete Formen (Fig. 8): c = (001), p = (110), q = (011).

	gemessen	berechnet
$p : p = 110 : 1\bar{1}0 =$	61° 41½′	—
$p : p = 110 : \bar{1}10 =$	118 18½	118° 18½′
$c : q = 001 : 011 =$	57 ¾	—
$q : q = 011 : 01\bar{1} =$	66 4¼	65 58½.

Vollkommen spaltbar nach (001).

Ebene der optischen Axen (010). Erste Mittellinie c. Charakter der Doppelbrechung positiv. Dispersion der optischen Axen $\varrho < v$.

2E =	107° 11½′	Li
	108 15½	Na
	110 12½	Tl
	111 27½	Kupferlasur.

R-Formylmenthylamin.

$C_{10}H_{19}NH.COH$.

(Schmelzpunkt 116—117°.)

Wurde von O. WALLACH und M. KUTHE[2] durch Erhitzen von Linksmenthon mit Ammoniumformiat und Verseifen der entstehenden Formylverbindung gewonnen. Die gemessenen

---

[1] Ann. d. Chemie. **275**. 180. 1893.

[2] M. KUTHE: Über Menthylamin. Inaug.-Dissert. Göttingen 1893. 25. Ber. d. deutsch. chem. Ges. **25**. 3313. 1892.

Krystalle wurden aus Methylalkohol erhalten. Die Lösung ist rechtsdrehend [1].

Rhombisch.

a : b : c = 0,8565 : 1 : 0,7254.

Beobachtete Formen (Fig. 10): o = (111), p = (110), q = (011), b = (010), c = (001).

	gemessen [2]	berechnet
o : o = 111 : $\bar{1}$11 =	68° 53′	—
o : p = $\bar{1}$11 : $\bar{1}$10 =	41 53	—
o : o = 1$\bar{1}$1 : 111 =	57 53	57° 56′
p : p = 110 : $\bar{1}$10 =	98 54	98 50½
p : p = $\bar{1}$10 : $\bar{1}\bar{1}$0 =	81 4	81 9½
o : o = $\bar{1}$11 : 1$\bar{1}$1 =	96 10	96 14

Im stark convergenten polarisirten Licht sieht man durch ein Flächenpaar der Pyramide o eine optische Axe austreten. Dispersion der optischen Axen $\varrho > v$.

2 H =	40° 3½′	Li
	35 19½	Na
	30 47	Tl

L-Formylmenthylamin.

$C_{10}H_{19}NH.COH$.

(Schmelzpunkt 102°.)

Wurde aus der von Andres und Andreef durch Reduction von Menthonoxim erhaltenen Base dargestellt [3]. Messbare Krystalle wurden aus Methylalkohol gewonnen. Die Lösung ist linksdrehend [4].

Rhombisch.

a : b : c = 0,9691 : 1 : 1,4179.

Beobachtete Formen (Fig. 9): c = (001), o = (111), r = (101), q = (011).

	gemessen	berechnet
o : o = 111 : $\bar{1}$11 =	80° 16½′	—
o : c = 111 : 001 =	63 51½	—
o : o = 111 : 1$\bar{1}$1 =	77 26½	77° 19½′
o : o = 111 : 1$\bar{1}\bar{1}$ =	52 3	52 17

[1] A. Binz: Über das optische Drehungsvermögen homologer und isomerer Terpenderivate. Inaug.-Dissert. Göttingen 1893. 22. Zeitschr. f. phys. Chem. 12. 129. 1893.

[2] Gemessen von A. Binz.

[3] Ber. d. deutsch. chem. Ges. 25. 619. 1892.

[4] A. Binz: Zeitschr. f. phys. Chem. 12. 729. 1893.

Ebene der optischen Axen (100). Erste Mittellinie c. Charakter der Doppelbrechung negativ. Dispersion der optischen Axen $\varrho < v$.

$$2H = 94^\circ 41\frac{1}{2}' \quad \text{Na.}$$

L-Acetylmenthylamin.

$$C_{10}H_{19}NH.CO.CH_3.$$

(Schmelzpunkt 143—144°.)

Wurde von M. Kuthe durch kurzes Kochen von Menthylamin mit der gleichen Menge Essigsäureanhydrid dargestellt[1]. Die gemessenen Krystalle hatten sich aus einer Lösung in Essigäther gebildet. Die Lösung ist linksdrehend[2].

Rhombisch.

a : b : c = 0,7706 : 1 : 0,6985.

Beobachtete Formen (Fig. 11): p = (110), o = (111), q = (011), b = (010), c = (001).

	gemessen[3]	berechnet
o : o = $\bar{1}\bar{1}1 : 1\bar{1}1$	= 73° 14′	—
b : p = 010 : 110	= 52 23	—
o : q = $1\bar{1}1 : 0\bar{1}1$	= 36 37	36° 37′
p : p = $110 : 1\bar{1}0$	= 75 13½	75 14
c : o = 001 : 111	= 48 53¼	48 51
p : o = 110 : 111	= 41 9	41 9

Sehr vollkommen spaltbar nach b = (010).

Ebene der optischen Axen (001). Erste Mittellinie b. Durch ein Flächenpaar des Prismas p tritt eine optische Axe nahe der Mitte des Gesichtsfeldes aus. Starke Dispersion der optischen Axen $\varrho > v$. An einer Spaltungsplatte wurde gemessen:

$$2H = 101^\circ 50\frac{1}{2}' \quad \text{Li}$$
$$100 \quad 7 \quad \text{Na}$$
$$98 \quad 19\frac{1}{4} \quad \text{Tl}$$

Phenylmenthylsulfoharnstoff A.

$$CS \begin{cases} NH.C_{10}H_{19} \\ NH.C_6H_5. \end{cases}$$

(Schmelzpunkt 178,5—179°.)

Wurde von M. Kuthe aus Menthylamin durch Zusatz von

---

[1] M. Kuthe: a. a. O. 16.

[2] A. Binz: Zeitschr. f. phys. Chem. 12. 729. 1893.

[3] Gemessen von A. Binz.

Phenylsenföl erhalten[1]. Aus einer Lösung von Methylalkohol bilden sich kleine diamantglänzende Krystalle.

Tetragonal.

$a : c = 1 : 3,1419.$

Beobachtete Formen (Fig. 12): o = (111), q = (101), r = (201), c = (001).

	gemessen[2]	berechnet
o : c = 111 : 001 =	77° 19′	—
o : o = 1$\bar{1}$1 : $\bar{1}$11 =	154 40½	154° 38′
q : c = 101 : 001 =	72 21½	72 20¾
r : c = 201 : 001 =	81 2½	80 57¼
o : o = 111 : 11$\bar{1}$ =	25 20¼	25 22

Neben einander treten auf pyramidal ausgebildete Krystalle, an denen o vorherrscht, und dünne nach c tafelförmige Krystalle. Die Pyramiden q und r fehlen an der Mehrzahl der Krystalle. Häufig ist o parallel zur Basis gestreift.

Sehr vollkommen spaltbar nach der Basis c, minder vollkommen nach (110) und (100). Charakter der Doppelbrechung negativ.

Formyl-p-Nitranilid.

$$C_6H_4 \begin{cases} NHCOH \\ NO_2. \end{cases}$$

(Schmelzpunkt 194°.)

Monoklin.

$a : b : c = 1,1336 : 1 : 1,3143; \beta = 96° 53′ 20″.$

Beobachtete Formen (Fig. 13): c = (001), p = (110), o = (111).

	gemessen	berechnet
o : o = 111 : 1$\bar{1}$1 =	77° 48′	—
o : p = 111 : 110 =	28 34¼	—
o : p = 111 : $\bar{1}$10 =	86 31½	—
o : c = 111 : 001 =	ca. 58 —	56° 51½′
p : c = 110 : 00$\bar{1}$ =	93 33¼	94 34¼

Ebene der optischen Axen (010). Auf (001) tritt eine optische Axe im stumpfen Winkel ac in Luft aus.

Göttingen, Sommer 1893.

[1] M. Kuthe: a. a. O. 28.
[2] Gemessen von A. Binz.

Krystallformen einiger organischer Verbindungen.

Von

K. Busz in Marburg.

Mit 6 Holzschnitten.

Die Verbindungen, deren krystallographische Eigenschaften im Folgenden mitgetheilt werden sollen, wurden von Herrn Dr. KLINGEMANN dargestellt[1].

a. Die Verbindung $C_{21}H_{16}O$.

Durch Destillation von Benzamaron wurden zwei Substanzen erhalten, denen beiden die Formel $C_{21}H_{16}O$ zukommt. Die eine bildet ziemlich lange, farblose, durchsichtige Prismen mit dem Schmelzpunkte von 101—102°, die andere tafelförmige, hellgelbe, lebhaft glänzende Krystalle, welche bei 89—90° schmelzen.

Eine dritte Verbindung $C_{21}H_{16}O$ (Schmelzpunkt 92—93°) wurde bereits früher von JAPP und KLINGEMANN bei der Destillation von $\alpha\beta$-Dibenzoylstyrol erhalten[2] und von A. TUTTON[3] krystallographisch untersucht.

Die Krystalle aller drei Verbindungen gehören dem monoklinen Krystallsysteme an, sind aber sonst in allen Beziehungen vollständig von einander verschieden.

1) Farblose, prismatisch ausgebildete Krystalle.

Diese sind zuweilen bis über 1 cm lang bei einem Durchmesser von 3 mm; meist aber sind es dünne, ½ bis 1 mm dicke

---

[1] Vergl. die betr. Abhdlg. in LIEBIG's Ann. d. Chemie. Bd. 275. 59 ff.

[2] Journ. of the chemical Soc. Aug. 1890. Vol. LVII.

[3] Ebenda.

Nadeln von vollkommen farbloser und durchsichtiger Beschaffenheit und lebhaft glänzenden Flächen.

Krystallsystem: Monoklin.

$$a : b : c = 3{,}2899 : 1 : 2{,}3846.$$
$$\beta = 87^{0}\ 8'.$$

Die beobachteten Formen sind (Fig. 1 u. 2):

a = {100} ∞P∞, c = {001} 0P, d = {101} —P∞, e = {10$\bar{1}$} P∞,
p = {11$\bar{1}$} P, q = {111} —P, m = {110} ∞P.

Ausserdem wurde noch an einem Krystalle das steilere negative Orthodoma f = {301} —3P∞ beobachtet.

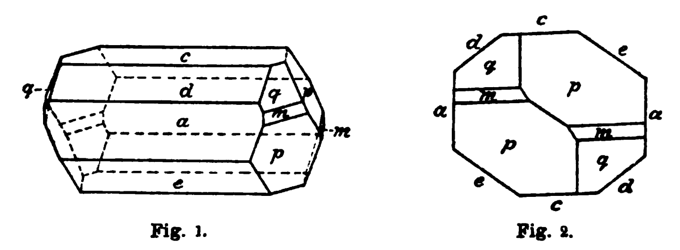


Fig. 1. Fig. 2.

Der prismatische Habitus wird durch die Ausdehnumg parallel der Ortho-Axe hervorgerufen. Alle Flächen dieser Zone treten in ziemlich gleich grosser Ausbildung auf, sind aber meist parallel ihrer Längsausdehnung stark gestreift. Nur bei einem der gemessenen Krystalle trat die Streifung so zurück, dass bei der Messung gute Resultate erhalten werden konnten.

Die Krystalle sind meist senkrecht zur Symmetrie-Axe aufgewachsen.

Das freie Ende wird durch die Flächen von {101} —P, {10$\bar{1}$} +P und {110} ∞P (dies nicht an allen Krystallen vorhanden) begrenzt, und zwar walten dabei immer die Flächen der positiven Pyramide vor. Die Flächen dieser Formen sind für Messungen sehr geeignet.

Die Messungen ergaben:

	berechnet	gemessen: beobachtete Grenzwerthe	gemessen: Mittel
c : e = (001) : ($\bar{1}$01)	= 36° 54′ 40″	36° 41′—36° 58′	36° 52′
c : a = (001) : (100)	= 87 8	86 50 —87 23	87 12
c : d = (001) : (101)	= 34 56 20	34 42 —35 7	34 53
c : p = (001) : ($\bar{1}$11)	= 68 53*	68 50 —68 55	68 53
c : q = (001) : (111)	= 67 24*	67 21 —67 25	67 24

	berechnet	gemessen	
		beobachtete Grenzwerthe	Mittel
c : f = (001) : (301) =	62° 57′ 15″	——	62° 25′
q : m = (111) : (110) =	21 45 56	21° 36′—22° 1′	21 47
q : d = (111) : (101) =	62 2 40	61 57 —62 0	61 59
q : q = (111) : (1̄11̄) =	55 54 40	55 38 —55 58	55 53
q : p = (111) : (1̄11) =	31 21	31 18 —31 26	31 20
q : p = (111) : (111̄) =	43 43	43 34 —43 49	43 39½
q : a = (111) : (100) =	73 18	73 14 —73 27	73 19
p : e = (1̄11) : (1̄01) =	63 10*	63 6 —63 12	63 10
p : p = (1̄11) : (111̄) =	53 41	53 30 —53 45	53 37
p : a = (1̄11) : (1̄00) =	75 21	75 8 —75 26	75 21
a : d = (100) : (101) =	52 11 40	51 58 —52 16	52 9
a : e = (100) : (1̄01) =	55 57 20	55 22 —56 1	55 55
a : m = (100) : (110) =	73 4 20	73 0 —73 15	73 5
m : m = (110) : (1̄10) =	33 51 20		33 41

Die optischen Axen liegen in der Symmetrieebene und bilden einen ziemlich grossen Winkel mit einander. Die erste Mittellinie steht fast senkrecht auf d {101} —P∞. Doppelbrechung positiv.

2) Hellcitronengelbe, meist tafelförmig ausgebildete Krystalle.

Diese Krystalle sind im Allgemeinen von sehr viel geringeren Dimensionen als die farblosen, meist 3—4 mm lang

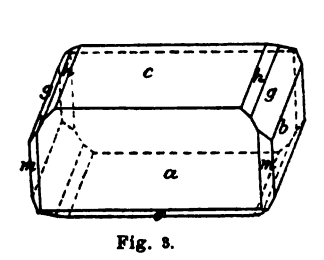


Fig. 3.

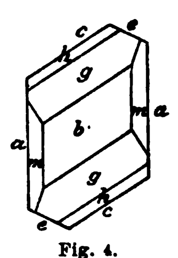


Fig. 4.

und 2—3 mm breit; jedoch war auch ein Krystall darunter von nahezu 1 cm Länge.

Sie sind vollkommen durchsichtig und besitzen auf den Flächen einen lebhaften Glanz.

Krystallsystem: Monoklin.

$$a : b : c = 0{,}8389 : 1 : 1{,}5537.$$
$$\beta = 56^\circ\ 26'.$$

Die beobachteten Formen (Fig. 3 u. 4) sind:

a = {100} ∞P∞, c = {001} 0P, b = {010} ∞P∞, g = {011} P∞, h = {012} ½P∞, e = {1̄02} ½P∞, m = {110} ∞P.

Die Krystalle sind entweder tafelförmig nach der Basis oder nach dem Orthopinakoid[1]. Das Orthodoma e = {̄102} ½P∞ tritt oft, das Klinodoma h = {012} ½P∞ meist nur untergeordnet auf.

Bei einzelnen Krystallen wurde eine Zwillingsbildung beobachtet, wobei die an den Krystallen selbst nicht auftretende Fläche —½P∞ {102} Zwillingsebene ist. Ein solcher Zwillingskrystall, auf die Symmetrieebene projicirt, ist in Fig. 5 dargestellt. An der Zwillingsgrenze berühren sich je die Flächen der Basis und des Orthopinakoids der beiden Individuen. Nur diese vier Flächen sind in dieser Zone vorhanden, das Orthodoma e fehlt, und so entsteht, da diese Zwillinge parallel der Symmetrie-Axe langgestreckt sind, ein vierseitiges Prisma, bei welchem aber je zwei gegenüberliegende Flächen nicht parallel sind.

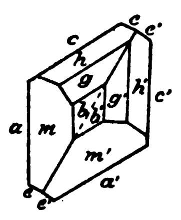


Fig. 5.

Trotz ihres starken Glanzes geben die Flächen im Goniometer häufig keine guten Bilder wegen ihrer unebenen, oft etwas gerundeten Beschaffenheit.

Die Messungen ergaben:

	berechnet	gemessen	
		beobachtete Grenzwerthe	Mittel
a : c = (100) : (001)	= 56° 26′ *	56° 20′—56° 33′	56° 26′
a : e = (100) : (10̄2)	= 65 52 40″	65 54 —66 5	65 59
c : e = (001) : (̄102)	= 57 41 20	57 36 —57 50	57 39
a : m = (100) : (110)	= 35 1 *	34 56 —35 6	35 1
b : m = (010) : (110)	= 54 59	54 44 —55 11	54 59
m : m = (110) : (1̄10)	= 70 2	69 48 —70 5	69 55
c : h = (001) : (012)	= 32 55	32 52 —33 11	33 3
c : g = (001) : (011)	= 52 19 *	52 14 —52 23	52 19
h : g = (011) : (011)	= 19 24	19 3 —19 36	19 23
h : h = (012) : (0̄12)	= 65 50	66 31	66 31
g : g = (011) : (01̄1)	= 75 22	75 11 —75 44	75 28
m : g = (110) : (01̄1)	= 79 47 15	79 51 —79 56	79 53
m : g = (110) : (011)	= 43 2 10	43 1 —43 10	43 4
m : h = (110) : (01̄2)	= 93 55	93 59	93 59
m : h = (110) : (012)	= 46 12 55	46 13	46 13

Die erste Bisectrix steht nahezu senkrecht auf e = {̄102} ½P∞. Die nach dieser Fläche tafelförmigen Krystalle

[1] Ganz vereinzelt fanden sich auch Krystalle tafelförmig nach dem Orthodoma e.

zeigen eine Interferenzfigur, welche derjenigen des Brookit ähnlich ist, indem die Ebenen der optischen Axen für verschiedenes Licht gekreuzt sind.

Für gelbes Licht ist die Ebene der optischen Axen die Symmetrieebene. Der scheinbare Winkel der optischen Axen ist sehr klein; Doppelbrechung negativ.

b. Dimethylamarsäure. $C_{25}H_{26}O_3$.

Schmelzpunkt 182°.

Diese Säure entsteht bei mehrstündigem Kochen von Benzamaron mit Natriumisobutylat und wird beim Umkrystallisiren aus Benzol in feinen glänzenden Nädelchen erhalten. Diese Nädelchen sind ungefähr ½ mm dick und 3—4 mm lang.

Krystallsystem: Monoklin.

$$a : b : c = 2,9249 : 1 : 2,5452.$$
$$\beta = 82^\circ\ 57'\ 10''.$$

Beobachtete Formen (Fig. 6):

a = {100} ∞P∞, c = {001} 0P, d = {101} —P∞, e = {$\bar{1}$01} P∞,
p = {$\bar{1}$11} P, q = {111} —P.

Die Krystalle besitzen einen prismatischen Habitus, hervorgerufen durch die Längsstreckung parallel der Symmetrie-Axe. Die beiden Orthodomen d und e sind im Verhältniss zu a und c nur schmal ausgebildet. Von den beiden Pyramiden p und q sind stets die Flächen von p vorherrschend. Während die Pyramidenflächen sehr glatt ausgebildet sind und daher bei der Messung gute Reflexe lieferten, sind die übrigen Flächen parallel der b-Axe oft ziemlich stark gestreift.

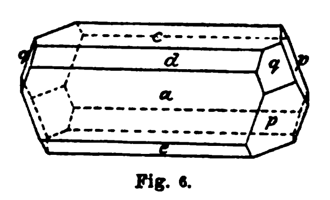


Fig. 6.

Die Messungen ergaben:

	berechnet	gemessen	
		beobachtete Grenzwerthe	Mittel
a : c = (100) : (001) =	82° 57′ 10″	82° 28′—83° 4′	82° 52′
a : d = (100) : (101) =	45 4 10	44 32 —45 52	45 17
a : e = (100) : (10$\bar{1}$) =	53 0 40	52 43 —53 21	53 9
c : d = (001) : (101) =	37 53	37 1 —37 52	37 36
c : e = (001) : ($\bar{1}$01) =	44 2 10	44 3 —44 5	44 4

	berechnet	gemessen	
		beobachtete Grenzwerthe	Mittel
c : q = (001) : (111) =	67 25 20	67 22 — 67 34	67 27
c : p = (001) : ($\bar{1}$11) =	71 30*	71 28 — 71 35	71 30
q : p = (111) : (11$\bar{1}$) =	41 4 40	40 38 — 40 55	40 49
a : q = (100) : (111) =	69 54 20	69 55 — 70 5	69 58
a : p = (100) : (11$\bar{1}$) =	74 36*	74 27 — 74 45	74 36
q : p = (111) : ($\bar{1}$11) =	35 29 40	35 19 — 35 38	35 29
d : q = (101) : (111) =	60 53 30	60 50	60 50
q : q = (111) : ($\bar{1}$1$\bar{1}$) =	58 13	—	—
e : p = ($\bar{1}$01) : ($\bar{1}$11) =	63 48 30	63 40 — 63 55	63 47
p : p = ($\bar{1}$11) : (11$\bar{1}$) =	52 23*	52 21 — 52 25	52 23

Die Ebene der optischen Axen ist die Symmetrieebene; die erste Bisectrix steht fast senkrecht auf a; auf e tritt ein Pol aus; der Axenwinkel ist demnach gross. Doppelbrechung negativ.

Beiträge zur Kenntniss des Nephelins und des Davyns.

Von

Hermann Traube in Berlin.

Mit 10 Figuren.

1. Nephelin.

H. Baumhauer[1] hatte vor längerer Zeit den Nachweis zu führen gesucht, dass der Nephelin nach seinen Ätzfiguren in der Abtheilung des hexagonalen Systems krystallisire, in welcher pyramidale resp. trapezoëdrische Hemiëdrie mit Hemimorphismus nach der Verticalaxe verbunden ist, also der ersten hemimorphen Tetartoëdrie[2] angehöre. Mit den Angaben Baumhauer's schienen jedoch die Beobachtungen Tenne's[3], wonach unsymmetrische Ätzfiguren an diesem Mineral nur auf solchen Prismenflächen auftreten, welche eine Abweichung von 6—7′ von der normalen Lage durch Messung erkennen liessen, in Widerspruch zu stehen. Auf Prismenflächen, deren Winkel genau dem Erforderniss entsprechend mit ± 1′ Beobachtungsfehler gemessen wurden, konnte Tenne die unsymmetrischen Eindrücke nicht erhalten. In einer späteren Mittheilung gab jedoch Baumhauer[4] an, die unsymmetrischen Ätzfiguren auch auf Prismenflächen dargestellt zu haben, die nach Messung nur 15″ von der normalen Lage abwichen, und hielt hiernach die Zugehörigkeit des Nephelins zur ersten

[1] H. Baumhauer, Zeitschr. f. Krystallogr. u. s. w. **6**. 209. 1882.
[2] Th. Liebisch, Physikalische Krystallographie. Leipzig. 1891. 40.
[3] C. A. Tenne, dies. Jahrb. 1883. II. -333-. Referat.
[4] H. Baumhauer, Zeitschr. f. Krystallogr. u. s. w. **18**. 611. 1891.

hemimorphen Tetartoëdrie des hexagonalen Systems für unzweifelhaft. Aus der Anordnung der Ätzfiguren auf den Prismenflächen ging übrigens hervor, wie dies BAUMHAUER bereits in seiner ersten Abhandlung hervorgehoben hatte, dass die scheinbar einfachen Nephelinkrystalle complicirte Zwillingsverwachsungen nach 0P (0001) und ∞P2 (11$\bar{2}$0) darstellen.

Der Nephelin schien hiernach in seiner Krystallform und Zwillingsbildung eine grosse Analogie mit dem von mir beschriebenen wasserfreien Kaliumlithiumsulfat[1] zu zeigen. Es war daher angebracht, nicht nur die Zwillingsbildung des Nephelins noch eingehender zu untersuchen, sondern auch das Mineral auf Pyroelektricität und Circularpolarisation zu prüfen, die ja in dieser Abtheilung des hexagonalen Systems möglich sind. Auch eine nochmalige Untersuchung der Ätzfiguren wurde unternommen.

Das Material zu den nachstehenden Untersuchungen verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn TH. LIEBISCH, dem ich für die Überlassung mehrerer schöner Nephelinstufen und einiger grösserer loser Krystalle, sämmtlich vom Vesuv, aus dem Göttinger mineralogischen Museum zu vielem Dank verpflichtet bin. Die aufgewachsenen Nepheline, bis 5 mm grosse, prismatische, durchscheinende, selten fast durchsichtige Krystalle, die ∞P (10$\bar{1}$0), 0P (0001), P (10$\bar{1}$1) zeigen und bisweilen auf beiden Seiten ausgebildet sind, finden sich in den bekannten Kalkauswürflingen in Drusenräumen vergesellschaftet mit grünem Augit, Glimmer und spärlichem Sanidin.

Ausserdem wurde eine Stufe vom Capo di Bove bei Rom untersucht, welche aus der Mineralienhandlung von PECH in Berlin bezogen war, bei der in einem Drusenraum im grauen Leucitit langprismatische, meist milchig-trübe, bis 1,5 mm grosse Kryställchen der Combination ∞P (10$\bar{1}$0), 0P (0001), P (10$\bar{1}$1) zusammen mit Humboldtilith und spärlichem schwarzem Augit auftraten. Auf dieser Stufe fanden sich noch zahlreiche haardünne, 1—3 mm grosse, durchscheinende hexagonale Nadeln, die dem Kaliophilit (Kalinephelin) angehören, welche, soviel mir bekannt, von diesem Fundorte noch nicht angegeben sind. —

[1] H. TRAUBE, dies. Jahrb. 1894. I. 171.

Baumhauer hatte nur die Ätzfiguren beschrieben, welche er mit Flusssäure auf Prismen- und Basisflächen und mit Salzsäure auf Basisflächen erhalten hatte. Die mit Flusssäure erzeugten unsymmetrischen Figuren auf den Prismenflächen besassen eine geradlinige und eine mehr oder weniger convexe Seite, erstere ist nur ausnahmsweis einer Prismenkante parallel, fast immer erscheint sie vielmehr gegen eine solche geneigt. Die von mir durch Flusssäure hervorgerufenen Ätzfiguren gleichen in manchen Fällen vollkommen den von Baumhauer beschriebenen. Setzte man die Nephelinkrystalle einer nur mässig verdünnten Flusssäure sehr kurze Zeit aus, so entstanden Figuren, welche nur von zwei geraden Linien von verschiedener Grösse gebildet wurden, die einen Winkel von 46—47° mit einander einschlossen; die grössere Linie traf die gegenüberliegende Prismenkante unter einem Winkel von 69—70°, die kleinere unter einem solchen von 64—65° (Fig. 1 a). In einigen Fällen trat beim Ätzen mit verdünnter Säure eine convexe Basislinie auf (1 b), so dass diese Figuren den von Baumhauer in seiner ersten Arbeit beschriebenen glichen. Nicht selten bildete sich dann an einer solchen Ätzfigur eine zweite grosse Fläche aus, wie in Fig. 1 c dargestellt ist. Bei längerer Dauer der Atzung erschienen Figuren, die nicht mehr von zwei geraden, sondern von zwei convexen Linien begrenzt wurden (Fig. 1 d), diese Linien traten dann häufig doppelt auf (Fig. 1 e). Die Ätzfiguren auf den Basisflächen glichen den von Baumhauer beschriebenen, sie stellen Protopyramiden, bisweilen eine Combination zweier solcher Gestalten dar.

Fig. 1.

Mittelst Salzsäure hatte Baumhauer nur Ätzfiguren auf den Basisflächen hervorgerufen, welche sich als Tritopyramiden mit dem Zeichen $mP\frac{4}{3}$ $(31\bar{4}1)$ erwiesen; ich erhielt hiermit übereinstimmende Ätzfiguren. Sehr charakteristisch sind auch die Ätzfiguren, welche man durch Salzsäure auf den Prismenflächen hervorrufen kann. Die Prismenflächen widerstehen der Salzsäure viel mehr, als der Flusssäure, daher empfiehlt

sich die Anwendung einer concentrirteren Säure oder eine Temperaturerhöhung auf 50—60° C. bei Einwirkung einer verdünnteren. Zuerst bildeten sich sehr scharfe kleine, scheinbar gleichschenklige Dreiecke aus, deren Winkel an der Spitze ca. 70° betrug und deren Höhenlinie einer Prismenkante parallel zu gehen schien (Fig. 2a). Bei längerer Dauer der Ätzung nahm die Basislinie eine mehr oder weniger gekrümmte Ausbildung an, oder erschien in zwei in ihrer Grösse verschiedene Linien gebrochen (Fig. 2b), dann krümmten sich auch die beiden anderen Seiten des Dreiecks, die eine wurde hierbei grösser und es traten an der Basis kleine Flächen, gleichfalls begrenzt von convexen Linien hinzu (Fig. 2c). Bisweilen erfolgte auch ein Zerfall der Figur in zwei Dreiecke (Fig. 2d) von ungleicher Grösse und gekrümmten Begrenzungslinien. Nicht selten trat auch der Fall ein, dass die Figuren bei längerer Dauer der Ätzung ihre geradlinig dreieckige Gestalt beibehielten, sich aber trichterförmig vertieften und so einen dreiseitigen Kegel darstellten. Die Spitze des Kegels lag jedoch nicht über der Mitte der Ätzfigur, sondern stark seitlich daran, meist ausserhalb derselben (Fig. 2e, f). Diese Kegel waren oft so tief in den Krystall eingesenkt, dass es u. d. M. einer verschiedenen Einstellung bedurfte, um ihre Gestalt deutlich zu erkennen.

Fig. 2.

a b c c d d e f

Gegen Salpetersäure ist der Nephelin besonders in der Kälte sehr widerstandsfähig, daher gelingt es nur selten, auch bei Anwendung von Wärme deutliche Ätzfiguren zu erhalten, die im Übrigen den mit Salzsäure erzeugten gleichen.

Um mit Schwefelsäure Ätzfiguren hervorzurufen, muss man eine ziemlich concentrirte Säure anwenden, die Figuren, welche hierbei entstehen sind sehr kleine, aber ungemein scharf ausgebildete gleichschenklige Dreiecke. Die Dreiecke erscheinen häufig ungleichseitig; es rührt dies davon her, dass sich ähnlich wie bei der Einwirkung von Salzsäure kegelförmige Vertiefungen bilden. Auf den Basisflächen treten

kleine sechsseitige Pyramiden auf, deren Combinationskanten mit der natürlichen Basisfläche einen Winkel von ca. 12° mit den gegenüberliegenden Kanten $10\bar{1}0/0001$ bilden; es sind also Tritopyramiden.

Durch Eintauchen von Nephelinkrystallen in schmelzendes Ätzkali konnten selbst bei längerer Einwirkung nur sehr undeutliche Ätzfiguren erzeugt werden.

Am schnellsten erhält man die Ätzfiguren mit Flusssäure, auch treten sie hierbei in der Regel in grosser Zahl auf. Im weiteren Verlauf der Mittheilungen sollen daher nur hauptsächlich die mit dieser Säure dargestellten berücksichtigt werden.

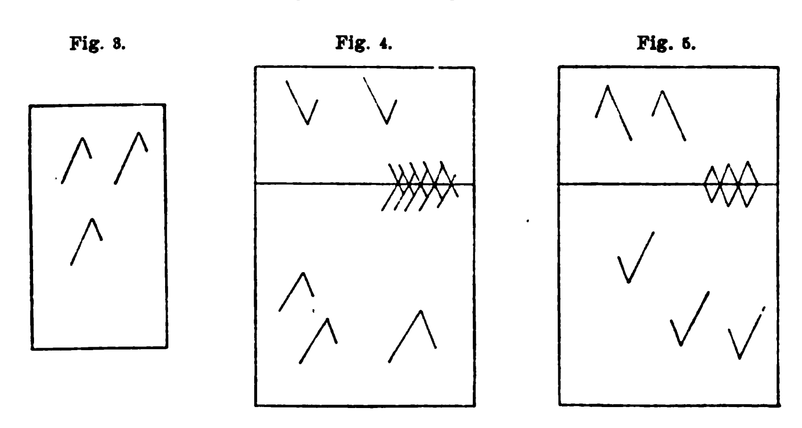
In grossen Nephelinkrystallen sind die Flächen selten einheitlich, wie man dies bereits bei der Beobachtung mit unbewaffnetem Auge erkennen kann. Es wurden daher zur Ätzung meist nur kleine, gut ausgebildete Krystalle verwendet, von denen einige auch vorher gemessen worden waren. An einem höchstens Millimeter grossen, auf beiden Seiten ausgebildeten Krystall, an dem nur Prisma und Basis auftraten, wurde die Neigung einer Prismenfläche zu beiden Basisflächen genau zu 90° und zu den benachbarten Prismenflächen zu 59° 59′ 30″ resp. 60° 0′ 30″ gemessen; auf den gemessenen Flächen war nur ein Reflex zu beobachten. Nach Ätzung mit Flusssäure erschienen die beschriebenen unsymmetrischen Eindrücke.

Die Lage der Ätzfiguren auf einer Prismenfläche kann nach Baumhauer eine vierfach verschiedene sein. sie deutet auf Zwillingsbildung nach 0P (0001) und ∞P2 $(11\bar{2}0)$ hin.

Um die Zwillingsbildungen des Nephelins bestimmter definiren zu können, erschien es angebracht, einem einfachen, idealen Nephelinkrystall nach den Ätzfiguren eine bestimmte Aufstellung zu geben. Die pyroelektrischen Eigenschaften der Krystalle konnten hierzu nicht herangezogen werden, da sie sich mittelst des Bestäubungsverfahrens nicht ermitteln liessen. Stellt man nun einen einfachen Krystall so auf, dass die Spitze der Ätzfigur wie in Fig. 1a nach oben weist, so soll ein Krystall, bei dem die grössere Seite der Ätzfigur auf der rechten Seite liegt, ein rechter heissen, ein linker, wenn sie auf der linken Seite liegt (Fig. 3). Das Ende des Krystalls, nach dem die Spitze der Ätzfigur hinweist, soll als

positives, das andere als negatives Ende bezeichnet werden.

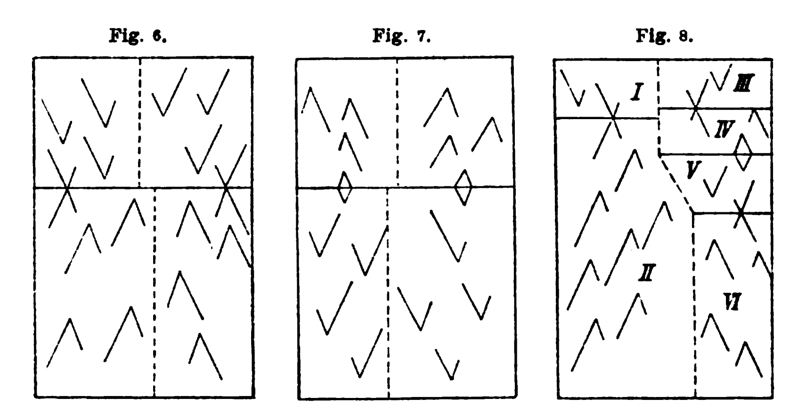
Einfache Krystalle konnten nicht beobachtet werden, doch zeigten nicht selten die Ätzfiguren auf einer oder mehreren Prismenflächen desselben Krystalls die gleiche Lage, während sie auf anderen Flächen eine wechselnde Orientirung besassen. Ziemlich häufig treten die Ätzfiguren auf einer Prismenfläche in zweifach verschiedener Lage auf und zwar in der Regel wie in Fig. 4, wie sie auch Baumhauer in seiner zweiten Arbeit abbildet. Die Zwillingsgrenze ist u. d. M. deutlich sichtbar und bildet häufig eine gerade Linie, durch welche die Fläche meist in zwei verschieden grosse Theile zerfällt. Eine derartige Anordnung der Ätzfiguren deutet auf



eine Zwillingsverwachsung nach der Basis eines rechten und eines linken Krystalls hin, wobei die Individuen mit ihren positiven Enden zusammentreten. Der Fall, dass die Individuen mit den negativen Enden aneinander gewachsen sind, ist viel seltener (Fig. 5). An der Zwillingsgrenze treten sehr häufig die Ätzfiguren der beiden Individuen zu einer Figur zusammen, die insbesondere bei der Zwillingsverwachsung der zweiten Art eine fast symmetrische Gestalt annehmen kann. Vielleicht sind die von Tenne beobachteten symmetrischen Ätzfiguren auf diese Erscheinung zurückzuführen. Zwillinge von rechten und linken Krystallen nach der Basis sind beim Quarz und beim Kaliumlithiumsulfat häufig, bei letzterem finden sich jedoch nur immer Verwachsungen einer Art, die Indivi-

duen treten stets nur mit analogen, nie mit den antilogen Polen zusammen. Zwillinge je zweier rechter oder zweier linker Individuen, wie sie beim Kaliumlithiumsulfat nicht selten sind, konnten in dieser Ausbildung für sich allein beim Nephelin nicht beobachtet werden.

In vielen Fällen besitzen die Ätzfiguren eine vierfach verschiedene Lage, der einfachste und häufigste Fall ist in Fig. 6 abgebildet. Die hier symmetrisch zur Basis stehenden Theile sind selbst wieder Zwillinge und zwar stellen sie Verwachsungen eines rechten und eines linken Individuums dar, bei denen eine Fläche des ersten oder des zweiten Prismas Zwillingsebene ist, die Zwillingsgrenze ist nur selten deutlich sichtbar. (Die ausgezogenen Linien in den Fig. 5,



6, 7 sollen die u. d. M. beobachteten Zwillingsgrenzen, die gestrichelten, die nach der Lage der Ätzfiguren angenommenen Zwillingsgrenzen darstellen.) Derartige Vierlingskrystalle, die auch Baumhauer erwähnt, sind auch beim Quarz häufig, beim Kaliumlithiumsulfat treten sie nicht auf. Vier Individuen sind beim Nephelin bisweilen auch in der Weise miteinander verbunden, dass die Individuen mit den negativen Enden zusammentreten (Fig. 7).

Der Aufbau der Krystalle ist nach den Ätzfiguren häufig noch viel verwickelter. Baumhauer hat auch solche Fälle abgebildet, wo die Individuen vielfach und unregelmässig durcheinander gewachsen sind. Ein complicirterer Fall ist auch in Fig. 8 wiedergegeben. Der Krystall baut

sich aus sechs Individuen auf, die linke Seite stellt einen Zwilling eines kleinen rechten (I) und eines viel grösseren linken (II) Individuums nach der Basis dar, wobei die positiven Enden aneinandertreten. Die rechte Seite lässt eine Zusammensetzung aus vier Schichten erkennen, die beiden oberen III und IV, und die beiden unteren V und VI zeigen die gleiche Zwillingsbildung wie I und II; IV und V stellen jedoch Zwillinge nach 0P (0001) dar, wobei die Individuen mit den negativen Enden zusammengewachsen sind; I III, II IV, II VI sind Zwillinge eines rechten und linken Individuums nach einer Fläche des ersten oder des zweiten Prismas. während II und V hier speciell als Zwillinge zweier linker Individuen, verwachsen mit dem negativen Ende, aufgefasst werden können und symmetrisch zu einer Queraxe stehen. Beim Nephelin kommen demnach drei Zwillingsgesetze vor:

1. Ein rechter und ein linker Krystall verwachsen symmetrisch zur Basis in der Art, dass die Krystalle mit ihren positiven oder mit ihren negativen Enden zusammentreten.

2. Zwillinge nach diesem Gesetze bilden Vierlingskrystalle, wobei die Zwillingskrystalle symmetrisch zu einer Fläche des ersten oder zweiten Prismas stehen.

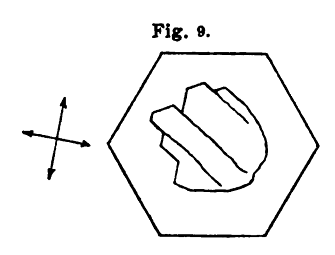
3. Durch wiederholte Zwillingsbildung können auch Verwachsungen entstehen, in denen zwei linke oder zwei rechte Individuen symmetrisch zu einer Queraxe stehen.

Da die Nephelinkrystalle stets Zwillingsverwachsungen rechter und linker Individuen darstellen, so lässt sich, falls die Substanz Circularpolarisation besitzen sollte, die Drehung der Polarisationsebene des Lichtes nicht ohne weiteres erkennen. Zur Entscheidung dieser Frage wurde ein ca. 5 mm (in der Richtung der Verticalaxe) langer, an beiden Enden ausgebildeter, stellenweis fast wasserheller Krystall benützt, an dem die Flächen ∞P $(10\bar{1}0)$, ∞P2 $(11\bar{2}0)$, 0P (0001), P $(10\bar{1}1)$ auftraten. Der Krystall war offenbar ursprünglich mit einer oder mehreren Prismenflächen aufgewachsen, denn nur drei nebeneinander liegende Flächen des Grundprismas, von denen die eine besonders gross war, waren zur Entwickelung gelangt. Durch Ätzung mit Flusssäure wurde der Krystall als Vierling (Fig. 6) erkannt. Die Zwillingsgrenze der nach der Basis verbundenen Zwillingskrystalle verlief ziemlich genau

parallel einer Kante $10\bar{1}0/0001$, aber nicht in der Mitte des Krystalls. Nach der Zwillingsgrenze wurde der Krystall in zwei Theile von 2 und 3 mm Dicke zerschnitten, welche also nach den Ätzfiguren Contactzwillinge je eines rechten und linken Krystalls nach einer Fläche des ersten oder zweiten Prismas darstellten; in keinem derselben liess sich, weder im senkrecht einfallenden, noch im convergenten polarisirten Licht Circularpolarisation nachweisen. Die Möglichkeit, dass vielleicht in anderen Präparaten doch noch eine Drehung der Polarisationsebene des Lichtes beobachtet werden kann, ist durch diesen Versuch natürlich nicht ausgeschlossen. Die hier untersuchten Krystallplatten können noch einen so complicirten Aufbau besitzen, dass der Nachweis der Circularpolarisation von vornherein ausgeschlossen ist, wie das beim Kaliumlithiumsulfat in der That manchmal der Fall ist. Durch die Ätzfiguren lässt sich im Übrigen immer nur der Bau der Krystalle auf einer dünnen Oberflächenschicht erkennen. Untersuchungen an anderen Krystallen konnten bei der Kostbarkeit des Materials nicht ausgeführt werden. AIRY'sche Spiralen habe ich im convergenten polarisirten Licht niemals beobachtet, bei der schwachen Doppelbrechung würden sie, selbst wenn der Nephelin die Polarisationsebene des Lichtes drehte, in 3 mm dicken basischen Platten kaum zu beobachten sein. —

Der Charakter der Doppelbrechung des Nephelins wurde stets als negativ bestimmt. Nicht selten öffnet sich bei einer Drehung des Objectes das Interferenzkreuz merklich. Die optischen Anomalieen schienen in manchen Fällen durch Einschlusskrystalle bewirkt zu sein. Bisweilen konnten grössere Einschlüsse im senkrecht einfallenden polarisirten Lichte auch in dickeren basischen Platten durch ihre starke anomale Doppelbrechung sehr deutlich wahrgenommen werden. Ein solcher Krystall mit Einschluss ist in Fig. 9 abgebildet. Der Kernkrystall zeigt z. Th. deutliche krystallographische Begrenzung, die prismatische Ausbildung vermuthen lässt, die Prismenflächen des Einschluss-

Fig. 9.



krystalles bilden mit denen des Wirthes einen Winkel von 18°. Bei einer vollen Horizontalumdrehung erscheint der Kernkrystall viermal dunkel und im convergenten Licht zeigt er bei Dunkelstellung das Interferenzkreuz eines einaxigen Krystalles, das bei einer geringen Drehung des Präparates verschwindet. —

Der Kaliophilit gab nur sehr undeutliche Ätzfiguren, die denen des Nephelin ähnlich waren. Die Kleinheit der Kryställchen machte nähere Untersuchungen unmöglich. —

In der ersten hemimorphen Gruppe des hexagonalen Systems krystallisiren sonach folgende zehn Substanzen: Nephelin, weinsaures Antimonoxyd Strontium $Sr(SbO)_2(C_4H_4O_6)_2$, weinsaures Antimonoxyd Blei $Pb(SbO)_2(C_4H_4O_6)_2$, Kaliumlithiumsulfat $KLiSO_4$, Kaliumlithiumselenat $KLiSeO_4$, Kaliumsulfat-Lithiumchromat $K_2SO_4Li_2CrO_4$, Rubidiumlithiumsulfat $RbLiSO_4$, Ammoniumlithiumsulfat $(NH_4)LiSO_4$, Bromshikimilacton $C_7H_9BrO_5$, Trimesinsäuretriäthylester $C_6H_3(CO_2 . C_2H_5)_3$ (?).

---

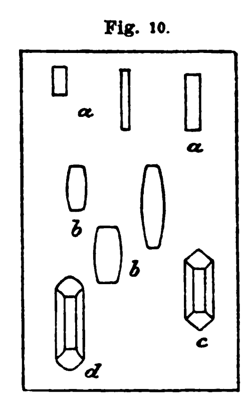
2. Davyn.

Die Ätzfiguren am Davyn sind noch nicht untersucht worden, es erschien von Interesse festzustellen, wie sich dies in krystallographischer und chemischer Beziehung dem Nephelin so nahestehende Mineral verhalte. Als Untersuchungsmaterial diente eine Reihe von Stufen vom Vesuv, die ich gleichfalls der Freundlichkeit des Herrn Th. Liebisch in Göttingen verdanke. Es waren theils in Drusenräumen im Kalk, meist in Begleitung von Vesuvian auftretende durchscheinende bis fast wasserhelle, oft seidenglänzende, bis 4 mm grosse Krystalle der Combination ∞P $(10\bar{1}0)$, $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$, P $(10\bar{1}1)$, theils mit schwarzem Augit und Glimmer vergesellschaftete parallelstenglige Aggregate, die sich aus 2—3 mm grossen Krystallen mit stark gerundeten Flächen zusammensetzten. Zur Hervorrufung der Ätzfiguren wurden Salzsäure, Flusssäure und Salpetersäure benützt. Letztere erwies sich als am geeignetsten, weil diese Säure nicht so energisch wie die anderen einwirkt, wenn auch das Mineral bekanntlich von ihr

sehr stark angegriffen wird. Ausserdem kann Salpetersäure ja mit Vortheil als Unterscheidungsmittel gegen Nephelin benützt werden, da dieser nur wenig von ihr angegriffen wird.

Die **Ätzfiguren** am Davyn unterscheiden sich vollkommen von denen des Nephelins, sie stellen auf den Prismenflächen scharf begrenzte Oblonge dar, deren Seiten den Kanten 10$\bar{1}$0/01$\bar{1}$0, 10$\bar{1}$0/0001 parallel gehen (Fig. 10a). Bei längerer Einwirkung der Säure krümmen sich die Seiten der Ätzfiguren mehr oder weniger (Fig. 10b), es treten wohl auch noch vier neue Flächen hinzu (Fig. 10c), die bisweilen gleichfalls gerundete Kanten besitzen (Fig. 10d). Auf den Basisflächen sind die Ätzfiguren meist sehr undeutlich, es sind sechsseitige Pyramiden, deren Combinationskanten mit der natürlichen Basisfläche den Kanten 10$\bar{1}$0/0001 parallel gehen. Aus der Gestalt und Vertheilung der Ätzfiguren geht hervor, dass der Davyn in der **holoëdrischen** Abtheilung des hexagonalen Systems krystallisirt. Man besitzt also in den Ätzfiguren auf den Prismenflächen ein treffliches Unterscheidungsmittel des Davyn gegen den oft leicht mit ihm zu verwechselnden Nephelin. Am meisten empfiehlt sich hierzu die Anwendung von nicht zu stark verdünnter Salpetersäure, von welcher der Nephelin nicht angegriffen wird, beim Davyn dagegen entstehen alsbald deutliche symmetrische Ätzfiguren.

Fig. 10.



Der Davyn unterscheidet sich ausser durch seine Krystallform vom Nephelin durch den Charakter der Doppelbrechung, er ist **positiv** doppelbrechend, wie stets angegeben wird. Als ich aber von einer Stufe, an welcher der Davyn in parallelstengligen Aggregaten auftrat, einzelne Krystalle daraufhin prüfte, fand ich auch Davyn mit optisch **negativem** Charakter, dessen Ätzfiguren mit dem optisch positiven Davyn völlig übereinstimmten und bei dem durch qualitative Prüfung ein starker Chlorgehalt festgestellt werden konnte. Die Möglichkeit einer Verwechslung von Davyn mit Nephelin, wenn man zur Unterscheidung nicht die Ätzfiguren heranzieht, ist also sehr gross,

da ja auch Nephelinkrystalle mit Davynhabitus vorkommen sollen[1]. An derselben Stufe, an der optisch positiver und negativer Davyn auftrat, fand sich auch spärlicher Nephelin, der leicht in seinen Ätzfiguren erkannt werden konnte, er zeigte einen ganz geringen Chlorgehalt. Es wurde nun geprüft, ob der Charakter der Doppelbrechung beim Davyn etwa für verschiedene Farben wechsle, jedoch zeigten sowohl positiver und negativer Davyn bei gelbem, rothem, blauem, grünem Licht stets die gleichen optischen Eigenschaften. Eine goniometrische Untersuchung liess gleichfalls keine Unterschiede zwischen dem positiven und negativen Davyn hervortreten. An einem Bruchstück eines Krystalls von negativer Doppelbrechung, der ∞P $(10\bar{1}0)$, P $(10\bar{1}1)$ mit vortrefflich spiegelnden Flächen erkennen liess, wurde gemessen: $10\bar{1}1 : 10\bar{1}0$ $64^0 43$, denselben Werth erhielt Scacchi auch bei dem positiven Davyn.

Da die Möglichkeit nicht ausgeschlossen war, dass die in ihren optischen Eigenschaften von einander abweichenden Varietäten des Davyns sich auch chemisch verschieden verhielten, so wurde an ausgesuchtem Material von optisch negativem Davyn eine Analyse ausgeführt. Es wurden hierzu nur Krystalle verwandt, von denen jeder einzelne, um eine Verwechslung mit Nephelin zu vermeiden, ausser auf Doppelbrechung auch noch auf Ätzfiguren geprüft wurde. Auf diese Weise konnten noch ca. 0,3 g reines Material erhalten werden. Die Analyse wurde im Wesentlichen nach den Angaben von Rauff[2] ausgeführt und das feine Mineralpulver mit Essigsäure aufgeschlossen. Von einer Bestimmung der Kohlensäure musste jedoch bei der geringen Substanzmenge abgesehen werden. Die Analyse ergab:

SiO_2	33,12	
Al_2O_3	28,60	
CaO	9,91	
K_2O	11,91	
Na_2O	7,22	
Cl	5,14	
SO_3	2,38	
	98,28	abzüglich $Cl_2 = O = 1,16$
	97,12	
CO_2 Diff.	2,88	
	100,00	

[1] Strüver, Accad. Lincei. Rend. 1. 173. 1885. — Hintze, Handb. der Mineral. 6. Lief. 861, vielleicht liegt in der That optisch negativer Davyn vor.

[2] Rauff, Zeitschr. f. Krystallogr. 2. 469. 1878.

Vergleicht man die in HINTZE, Handbuch der Mineralogie, 6. Lief. p. 876 aufgeführten Davyn-Analysen mit Ausnahme der drei ersten, welche an zersetztem Material ausgeführt sind, untereinander, so ergiebt sich, dass alle Bestandtheile mehr oder minder grossen Schwankungen ausgesetzt sind. Am meisten unterscheiden sich die einzelnen Analysen in ihrem Gehalt an Schwefelsäure, die in einigen vollständig fehlt, in anderen bis 6,04 % steigen kann, leicht möglich könnte der wechselnde Charakter der Doppelbrechung mit dem grösseren oder geringeren Gehalt an Schwefelsäure in Zusammenhang stehen, zumal die hier mitgetheilte Analyse auch nur wenig enthält. Da jedoch auch die anderen Bestandtheile, insbesondere K_2O und Na_2O und Chlor beträchtlich schwanken, von 4,27 bis 11,32 % resp. 7,18—15,31 und 0,84—9,1 %, so lässt sich mit Sicherheit eine Beziehung der chemischen Zusammensetzung zu den optischen Eigenschaften nicht aussprechen, bevor nicht weitere Untersuchungen an optisch positivem und negativem Davyn vorliegen. Insbesondere wäre es erwünscht, den Charakter der Doppelbrechung der von SCACCHI[1] untersuchten Schwefelsäure-freien und -armen Krystalle kennen zu lernen, der nicht bestimmt worden ist.

Der Davyn entwickelt beim Behandeln mit Säuren Schwefelwasserstoff, wie mehrfach angegeben wird, demnach kann ein Theil des Schwefels nicht als SO_3 im Mineral vorhanden sein. Quantitative Bestimmungen dieses Schwefels sind noch nicht ausgeführt worden, ich habe daher an einer grösseren Menge von optisch positivem Davyn (2,021 g) die Menge des sich beim Behandeln mit Säuren entwickelnden Schwefelwasserstoffes zu bestimmen gesucht. Das fein gepulverte Mineral wurde mit Salzsäure in einem Kolben erhitzt und die aus diesem entweichenden Gase durch eine Absorptionsröhre geleitet, welche eine Lösung von schwefelsaurem Kupfer enthielt, das sich im Laufe einer Stunde mit einer dünnen Haut von Schwefelkupfer bedeckte. Aus dem mit Schwefel im Wasserstoffstrome geglühten Cu_2S wurde der Gehalt an S berechnet zu 0,08 %. Der Schwefel dürfte an Si oder Ca

[1] SCACCHI, Atti dell. R. Accad. dell. scienz. fisich. e math. vol. VI. No. 9. 60. 1875.



gebunden sein. Bekanntlich hat es STRENG[1] für den Melanophlogit erwiesen, dass hier der Schwefel in diesem Mineral an Silicium gebunden ist.

Herrn Geheimen Bergrath Professor Dr. C. KLEIN, welcher mir gestattete, die vorstehenden Untersuchungen im mineralogischen Institut der Universität Berlin auszuführen, bin ich sehr zu Dank verpflichtet.

Berlin, Juli 1894.

[1] STRENG, dies. Jahrb. 1891. II. 211.

Ueber die chemische Natur des Stauroliths.

Von

C. Rammelsberg.

(Aus den Berichten der K. Pr. Akademie der Wiss. mitgetheilt vom Verf.)

Als Jacobson durch eine Reihe von Versuchen in H. Rose's Laboratorium in den Jahren 1844 und 1846 die früheren Erfahrungen bestätigte, dass die Krystalle des Stauroliths einen Gehalt an Kieselsäure von 28—40 % zeigen, musste dies bei einem so gut krystallisirten Mineral in hohem Grade befremden.

Ich wiederholte deshalb im Jahre 1861 diese Versuche an 10 verschiedenen Staurolithen, kam aber zu demselben Resultat. Aber ich fand zugleich, dass das Eisen im St. grösstentheils als Oxydul enthalten ist. Den geringsten Säuregehalt zeigten der braune St. vom Monte Campione bei Faido, Canton Tessin[1], welcher, von Cyanit begleitet, in Natronglimmer (Paragonit) eingewachsen ist, und ein anderer angeblich aus Massachusetts (Chesterfield?). Den höchsten Säuregehalt, 51 %, gaben die Staurolithe von Pitkäranta und aus der Bretagne.

Da fand im Jahre 1865 Lechartier, dass der letztere, wenn man ihn mit Fluorwasserstoffsäure behandelt, viel Kieselsäure verliert und alsdann gleich dem vom M. Campione nur 28 % derselben enthält.

Fischer und Lasaulx beobachteten dann an Dünnschliffen, dass ein solcher säurereicher St. aus der Bretagne Quarzkrystalle einschliesst.

---

[1] Dieser Fundort wird irrthümlicherweise gewöhnlich als St. Gotthard bezeichnet.

Dies veranlasste mich im Jahre 1873 jene säurereichen St. nach Lechartier's Verfahren zu untersuchen und ich fand seine Resultate bestätigt.

Später sind St. mit 28—30 % Säure analysirt worden von Friedl, Lasaulx, Wislicenus, Genth u. A. und zuletzt von Penfield in diesem Jahre (1894).

Den Wassergehalt der St. bemerkte zuerst Lechartier und ich bestätigte ihn.

1. M. Campione
   a) Jacobson, Pogg. A. 62, 419. 68, 414.
   b) Marignac, An. Ch. Ph. 14, 47 (1845).
   c) Rammelsberg, V. G. 3. 706. Ber. Berl. Akad. 1873.
   d) Wislicenus, J. f. p. Ch. 93, 260.
   e) Lasaulx, Tscherm. Mitth. 1872, 178.
   f) Friedl, Zeitschr. f. Kryst. 10, 372.
   g) Coloriano, Bull. Soc. chim. 44, 427,
   h) Penfield, V. G. 3. 748. Am. J. Sc. (3) 47, 81.

	a	b	c	d	e	f	g	h
SiO^2	30,02	28,47	30,02 [1]	27,93	29,81	28,15	27,38	27,73
AlO^3	50,55	53,34	52,29	54,34	48,26	52,17	54,20	53,29
FeO^3	—	—	2,40	4,74	5,31	1,70	6,83	2,83
FeO	15,15	15,67	10,92 (FeO + MnO)	9,94 (FeO + MnO)	12,03	13,84	9,13	11,21
MnO	1,19	0,31			—	—	—	0,53
MgO	1,65	0,72	2,29	2,88	3,25	2,54	—	1,81
H^2O	—	—	1,60	—	0,86	1,63	1,43	2,19
	98,56	98,51	99,52	99,83	99,52	100,03	98,97	99,59

2. S. Radegund, Steiermark, Maly Wiener Ak. Ber. 57, 646.
3. Pitkäranta, Finnland, Rg. Zeitschr. d. Geol. Ges. 25, 53.
4. Bretagne, Rg.
5. Petersdorf, Mähren, Friedl. S. o.
6. Massachusetts (Chesterfield?), V. G. 3. 772. Rg.
7. Culsagee Grube N. C. Genth. Am. Phil. Soc. 1873.
8. Windham, Maine, V. G. 3. 728. Penfield. S. o.
9. Lisbon N. H. V. G. 3. 775. Ders.
10. Burnville N. C. V. G. 3. 773. Ders.
11. Canton, Grube, Georgia. V. G. 3. 792. Genth. Am. J. Sc. (2) 33, 198.

[1] Worin 0,56 TiO^2.

	2	3	4	5	6
SiO^2	30,42	29,41[2]	30,52	28,19	28,86
AlO^3	54,06	52,85	51,16	52,15	49,19
FeO^3	—	—	—	1,59	3,20
FeO	10,09	14,65	14,66	14,12	14,60
MgO	2,76[1]	2,41	2,73	2,42	2,24
H^2O	1,67	—	1,26	1,59	0,43
	99,00	99,32	100,33	100,06	98,52

	7	8	9	10	11
SiO^2	27,91	27,84	27,81	27,70	29,66[5]
AlO^3	52,92	54,46	54,09	53,22	49,21
FeO^3	6,89	2,83	2,76	4,82	9,51
FeO	7,80	11,19[3]	12,48	10,06[4]	ZnO 7,28[6]
MgO	3,28	1,85	1,92	2,66	3,22
H^2O	1,59	2,24	1,70	1,97	1,47
	100,37	100,41	100,76	100,43	100,35

Von diesen Analysen sind diejenigen, denen die Bestimmung des Eisenoxyds und des Wassers fehlt, für die Berechnung nicht geeignet, nämlich: 1a, 1b, 1d, 2, 3 und 4, gleichwie 1g, worin die Magnesia nicht angegeben ist.

Verwandelt man in den übrigen die mehrwerthigen Elemente in einwerthige, so ergiebt sich $\overset{I}{R} : Si$ nahezu $= 8 : 1$. Die Staurolithe sind also Verbindungen von Viertel-Silicaten.

Die Analysen lehren, dass das Molecularverhältniss der drei Silicate von $\overset{I}{R}$, $\overset{II}{R}$ und R ein dreifach verschiedenes ist, da $\overset{II}{R} : R = 1 : 2$ (A) oder $1 : 2,5$ (B) oder $1 : 3$ (C) ist, d. h. dass jenes Molecularverhältniss $= 1 : 2 : 4$ oder $1 : 2 : 5$ oder $1 : 2 : 6$ ist.

Im Folgenden ist ihre Berechnung mitgetheilt.

Diesen Verhältnissen entsprechen folgende Analysen.

		$\overset{II}{R} : R$			$\overset{II}{R} : R$			$\overset{II}{R} : R$
A	1e	1 : 2	B	1c	1 : 2,5	C	7	1 : 3
	1f	1 : 2		1h	1 : 2,7		11	1 : 3,3
	5	1 : 2		8	1 : 2,8			
				9	1 : 2,5			
				10	1 : 2,7			

[1] Worin 0,75 CaO. [2] Desgl. 0,18 TiO^2. [3] 0,59 MnO.
[4] 0,34 MnO. [5] 0,84 TiO^2. [6] 0,15 MnO.

A.

$$\left\{\begin{array}{l} H^8 Si O^6 \\ 2\overset{II}{R}{}^4 Si O^6 \\ 4\bar{R}^4 Si^3 O^{18} \end{array}\right\}$$

	No. 1e[1]	No. 1f und 5[2]
Al : Fe	= 14 : 1	50 : 1
Fe : Mg	= 2 : 1	3 : 1
$Si O^2$	28,60	28,79
$Al O^3$	47,92	51,00
$Fe O^3$	5,60	1,53
Fe O	12,22	13,82
Mg O	3,37	2,56
$H^2 O$	2,29	2,30
	100	100

B.

$$\left\{\begin{array}{l} H^8 Si O^6 \\ 2\overset{II}{R}{}^4 Si O^6 \\ 5\bar{R}^4 Si^3 O^{18} \end{array}\right\}$$

	No. 1c, 1h, 8, 9	No. 10
Al : Fe	= 30 : 1	17 : 1
Fe : Mg	= 3 : 1	2 : 1
$Si O^2$	29,03	28,00
$Al O^3$	52,44	52,63
$Fe O^3$	2,61	4,28
Fe O	11,74	10,28
Mg O	2,18	2,85
$H^2 O$	2,00	1,96
	100	100

C.

$$\left\{\begin{array}{l} H^8 Si O^6 \\ 2\overset{II}{R}{}^4 Si O^6 \\ 6\bar{R}^4 Si^3 O^{18} \end{array}\right\}$$

	No. 7		No. 11
Al : Fe	= 11 : 1	Al : Fe	= 8 : 1
Fe : Mg	= 1.3 : 1	Zn : Mg	= 1 : 1
$Si O^2$	28,90		28,67
$Al O^3$	51,47		48,78
$Fe O^3$	7,34		9,56
Fe O	7,43	Zn O	7,26
Mg O	3,21		3,58
$H^2 O$	1,65		2,13
	100		100

[1] Ist der Verlust = Wasser, so würde dasselbe = 1,34 sein.
[2] Gefunden Wasser 1,59.

Es scheinen also am M. Campione St. von zweifach verschiedener Mischung vorzukommen, nämlich No. 1e und 1f einerseits, und 1c und 1h andererseits, etwas, was sich auch sonst wohl wiederholt (Glimmer und Turmalin).

Ich habe schon früher zu zeigen gesucht, dass Andalusit, Topas und Staurolith isomorph sind. Die Isomorphie von Drittel- und Viertel-Silicaten wäre hiernach anzunehmen.

Im St. von Lisbon fand Penfield dunkle kohlenstoffhaltige, regelmässig angeordnete Einschlüsse, wie solche in manchem Andalusit (Chiastolith), sehr bekannt sind.

Im St. von M. Campione fand ich Krystalle von blauem Cyanit eingeschlossen bei paralleler Stellung der prismatischen Axen.

Penfield leitet aus seinen Analysen die Formel $H^2\overset{II}{R}^2 R^5 Si^4 O^{26}$ ab. Sie besagt, dass die Silicate des St. sich auf $\overset{I}{R}^{18} Si^2 O^{18}$ beziehen, d. h. dass $\overset{I}{R} : Si = 9 : 1$ sei.

Nun zeigen aber die Analysen, dass $R : Si$ nicht $= 5 : 4$, sondern $4{,}4 : 4$ bis $4{,}8 : 4$ ist[1].

Penfield's Formel bezieht sich überhaupt nur auf die St. der Abtheilung B., in welcher $\overset{II}{R} : R$ wie $1 : 2{,}5$ ist.

Die vorausgesetzte Sättigungsstufe macht Penfield's Formel für mich unannehmbar.

---

[1] In Penfield's Analysen 4,63 : 4 bis 4,76 : 4.

Beiträge zur Erklärung über die Entstehung des Magnesits und Dolomits.

Von

F. W. Pfaff aus Erlangen.

Die einfache Verbindung $MgCO_3$ und die Doppelverbindung von $MgO + CaO + 2CO_2$ sind schon seit längerer Zeit der Gegenstand eingehenderer Untersuchungen gewesen. Da sich die Verbindungen von $MgCO_3$ und $MgCO_3 + CaCO_3$ nicht so einfach im Laboratorium ausfällen lassen, und daher die Erklärung ihrer Entstehung auf Hindernisse stiess, so wurden dazu bald weiter gehende Versuche zu Rathe gezogen. Der Erste, der den Dolomit auf künstlichem Weg darzustellen versuchte, war v. MARLET, der eine Umsetzung von schwefelsaurer Magnesia mit kohlensaurem Kalk bewerkstelligen wollte, die ihm aber erst bei einer Temperatur von 200° C. und einem Druck von 25 Atmosphären gelang, da bei gewöhnlicher Temperatur kohlensaure Magnesia durch Gyps zersetzt wird. Dass die meisten der in der Natur vorkommenden Dolomite — ich erinnere bloss an den Hauptdolomit des Dachsteinkalkes, den Dolomit des Zechsteins und den jurassischen Frankendolomit — nicht auf diese Weise entstanden sein können, darüber herrscht kein Zweifel[1]. Andere Versuche, die bei erhöhter Temperatur und Druck angestellt wurden, so von MARIGNAC, der Chlormagnesium auf kohlensauren Kalk einwirken liess, und die schönen Versuche von HOPPE-SEYLER[2],

---

[1] v. MARLET, Über Dolomit und seine künstliche Darstellung aus Kalkstein. Naturw. Abhandl. v. HAIDINGER. I. 1847.

[2] HOPPE-SEYLER, Über die Bildung von Dolomit. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 27. 1875.

der Dolomit auf verschiedene Weise, aber immer im zugeschmolzenen Glasrohr durch Wiederholen der schon früher angestellten Versuche und durch neue Methoden erhielt, lassen vermuthen, dass die Natur zum Hervorbringen so mächtiger Dolomitmassen andere Wege eingeschlagen hat. Berücksichtigen wir noch ferner, dass sich auch jetzt noch in der Südsee Korallenriffe in Dolomit oder dolomitische Kalke umwandeln[1], so ist es klar, dass wir die bis jetzt angewandte Methode verlassen müssen, wenn wir auf einem der Natur wirklich entsprechenden Wege künstlichen Dolomit darstellen und eine befriedigende Erklärung für die Entstehung dieses Gesteines finden wollen.

Neben der Methode durch erhöhten Druck und Temperatur Dolomit darzustellen, wurde auch bei gewöhnlicher oder bei einer 100° nicht übersteigenden Temperatur gearbeitet. Scheerer[2] liess eine Lösung von kohlensaurer Kalkerde und kohlensaurer Magnesia in kohlensäurehaltigem Wasser bei gewöhnlicher Temperatur verdunsten, dabei entstanden nach seinen Untersuchungen vor der Auskrystallisirung des kohlensauren Kalkes Krystalle von Kalk-Magnesiacarbonat, die zum Theil Rhomboëder, zum Theil aber perlschnurartig aneinander gereihte polyedrische Gebilde waren; wie sich ihre Löslichkeit gegen verdünnte Salz- oder Essigsäure verhielt, wird nicht angegeben. Moitessier[3] beschrieb seiner Zeit eine zufällige Dolomitbildung, die in einer nicht gut verschlossenen Flasche, in welcher ein die Bicarbonate enthaltendes Mineralwasser sich befand, entstanden war. Zu ganz entgegengesetzten Ergebnissen kam v. Gorup-Besanez[4]. Er liess Magnesiacarbonat und Kalkcarbonat enthaltende Lösungen theils bei gewöhnlicher, theils bei erhöhter Temperatur verdunsten. Zuerst schieden sich auf der Oberfläche Nadeln ab, die aus $CaCO_3$ mit etwas kohlensaurer Magnesia bestanden. Diese Ausscheidungen dauerten so lange, bis die Flüssigkeit

---

[1] J. Walther, Lithogenesis d. Gegenwart.

[2] Scheerer, Beiträge zur Entstehung der Dolomitbildung u. s. w. Dies. Jahrb. 1866. S. 11.

[3] Will, Jahresb. d. Chemie. 1866. S. 178.

[4] v. Gorup-Besanez, Über dolomitische Quellen des Frankenjura. Ann. d. Chem. u. Pharm. VIII. Suppl.-Bd. 1872.

auf ein sehr kleines Volumen eingedampft war, dann aber bildete sich Magnesiumcarbonat in einem leichten, unter dem Mikroskop krystallinischen Niederschlag. Bitterspath entstand aber nicht. Weitere Versuche, bei denen er durch Einpressen von Kohlensäure unter höherem Druck stärkere Lösungen erzielte, lieferten ebenfalls keine besseren Ergebnisse.

Zu denselben Ergebnissen kam Hoppe-Seyler[1], der die Versuche v. Gorup-Besanez wiederholte und weitere anstellte. Er fand, dass beim Eindampfen von Lösungen von Magnesiumsalzen und kohlensaurem Kalk ein Niederschlag entstand, der Magnesium neben Kalk enthielt, sich aber immer in kalter verdünnter Essigsäure sofort löste, also wahrscheinlich basische kohlensaure Magnesia war.

Ich habe nun seit fast 3 Jahren zwei verschiedene Versuchsreihen angestellt, um künstlich Dolomit und Magnesit zu erhalten, von denen die erste ebenfalls erfolglos war. Obwohl diese sich von den schon beschriebenen nicht wesentlich unterscheiden, so mögen einige doch, der Vollständigkeit halber, angeführt werden. Da in der Natur häufig Gyps, Dolomit und Steinsalz neben einander vorkommen, so lag die Vermuthung nahe, dass bei Entstehung des Dolomits einer von den angeführten Begleitern eine Rolle dabei spielt. Da nun bekannt ist, dass Gyps sich mit kohlensaurer Magnesia umsetzt und schwefelsaure Magnesia neben kohlensaurem Kalk bei gewöhnlicher Temperatur liefert, so war Gyps ausgeschlossen; es konnte demnach, wenn überhaupt, nur Kochsalz mitwirken. Es wurde in Folge dessen bei den vorgenommenen Versuchen stets mit gesättigten Kochsalzlösungen gearbeitet, die zugleich die Ca- und Mg-Salze enthielten. Zuerst wurde versucht, die Chloride von Magnesium und Calcium durch Zusatz von kohlensaurem Natron ($2 Na_2CO_3$) zu zersetzen. Darauf wurde das Sulfat ebenso behandelt, aber beides ohne Erfolg, es bildete sich stets ein in verdünnten Säuren leicht löslicher Niederschlag. Darauf wurden die verschiedenen Salze auf dem Wasserbad bis zu vollständiger Trockne eingedampft, ohne anderes Ergebniss. Weiter wurde

---

[1] Hoppe-Seyler, Über die Bildung von Dolomit. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **27**. S. 500.

eine dem Meerwasser entsprechende Mischung hergestellt und auf dem Wasserbade mit kohlensaurem Ammon, unter steter Erneuerung des Ammon, eingedampft. Ebenso erfolglos waren folgende Versuche: In der gesättigten Chlornatriumlösung wurden kohlensaurer Kalk und Chlormagnesium längere Zeit der Einwirkung eines Kohlensäure-Stromes bis zur vollständigen Trockne ausgesetzt. Dasselbe geschah unter den gleichen Verhältnissen mit schwefelsaurer Magnesia. Weiter wurde kohlensaurer Kalk durch Einleiten von CO_2 in Wasser gelöst, dann mit Chlormagnesium oder schwefelsaurer Magnesia versetzt und nach Zusatz von kohlensaurem Ammon wieder bis zur Trockne auf dem Wasserbad eingedampft. Dann wurden Magnesiumoxyd und Calciumoxyd in kohlensäurehaltigem Wasser gelöst und zuerst unter fortwährendem Einleiten von CO_2, dann unter Zusatz von kohlensaurem Ammon eingedampft. Ferner wurden möglichst starke Lösungen von kohlensaurem Kalk und Magnesia alba in Wasser unter Durchführen von CO_2 hergestellt und zuerst mit Kohlensäure allein, dann mit kohlensaurem Ammon eingedampft. Bei diesem Versuch war in einer Schale auf dem Sandbad abgedampft worden und dabei zuletzt die Temperatur bis auf ungefähr 140° C. gesteigert. Die Folge davon war, dass sich ein mehr oder weniger krystalliner, in verdünnter Säure kaum löslicher Niederschlag bildete. Dieser Versuch wurde wiederholt und die Lösungen auf dem Wasserbade abgedampft, wodurch jedoch nur ein in verdünnten Säuren sehr leicht löslicher Niederschlag erhalten wurde. Nun wurde versucht, die wasserfreie kohlensaure Magnesia allein darzustellen, hierbei wurde aber als Endproduct stets das neutrale kohlensaure wasserhaltige Salz genommen ($MgCO_3 + 3H_2O$). Dieses entsteht beim Eindampfen der durch Einleiten von CO_2 in Wasser erhaltenen Lösung von Magnesia alba. Die Lösung dieses Salzes wurde mit Chlornatrium gesättigt und unter 100° eingedampft. Es entstand ein in verdünnten Säuren schon in der Kälte leicht löslicher Niederschlag. Da alle angestellten Versuche ergebnisslos waren, so wurde versucht, ob nicht Magnesit oder Dolomit bei etwas erhöhtem Druck zur Ausscheidung gelangen. Um dies zu erreichen, wurden in eine gesättigte Chlornatriumlösung kohlensaurer Kalk und Mag-

nesia alba gebracht und Kohlensäure unter einem Druck von 2—2½ Atmosphären durchgeleitet. Nachdem dadurch eine gesättigte Kalk- und Magnesialösung erhalten worden war, wurde der Druck allmählich vermindert, wobei sich nur selten ein Niederschlag bildete, und dann langsam auf dem Wasserbad eingedampft. Aber auch hierbei entstand nur das wasserhaltige Magnesiasalz.

Obwohl die meisten der oben angeführten Versuche, bei welchen kohlensaurer Kalk oder Magnesia alba angewendet wurde, auf diese Weise mit erhöhtem Druck wiederholt wurden, so schied sich auch hier immer nur ein in verdünnter Säure schon in der Kälte leicht löslicher Niederschlag aus, eine Beobachtung, die ja auch mit dem schon von Hoppe-Seyler oben angeführten Versuch übereinstimmt.

Da durch die ausgeführten Versuche fast sämmtliche in der Natur vorkommenden Verhältnisse erschöpft zu sein schienen und einigermaassen die Entstehung des Dolomits und Magnesits durch die Einwirkung von Kohlensäure oder kohlensaure Salze auf Chloride oder Sulfate oder auf basische und wasserhaltige Carbonate bei Temperaturen unter 100° ausgeschlossen schien, so wurde eine weitere Reihe von Versuchen angestellt, in der die Einwirkung des Schwefelammons und Schwefelwasserstoffes auf Carbonate studirt wurde. Dabei ergab sich, dass Magnesit kaum, kohlensaurer Kalk etwas mehr, Magnesia alba in ziemlich bedeutenden Mengen in Schwefelammon sich löst. Es wurde nun eine möglichst starke Lösung der beiden Verbindungen von Kalk und Magnesia hergestellt, und diese in einer Porcellanschale unter Zusatz von kohlensaurem Ammon bis zur völligen Trockne eingedampft, ein Process, der mehrere Tage in Anspruch nahm. Da sich beim Eindampfen stets etwas Schwefel ausschied und eine beträchtliche Menge von Ammonsalzen gegenwärtig war, so wurde der erhaltene Niederschlag mehrmals mit Wasser abgeschlämmt und zuletzt in der Kälte mit verdünnter Salzsäure ausgewaschen, wobei ein Rückstand übrig blieb; die Salzsäure enthielt in 100 Theilen einen Theil concentrirter reiner Säure. Unter dem Mikroskop erwies sich der Niederschlag deutlich krystallin und doppeltbrechend. Mit stärkerer Säure befeuchtet, brausten zuerst die einzelnen

Körner stark auf, dann aber blieb ein Theil zurück, der sich selbst in starker Säure nicht weiter löste und erst beim Erwärmen verschwand. Obwohl bei diesem Versuche darauf geachtet worden war, die Temperatur nicht über 100° steigen zu lassen, so ist dies doch nicht vollständig ausgeschlossen. Es wurde daher ein weiterer Versuch mit Benutzung des Wasserbades ausgeführt. Die Lösungen, die ich hierzu verwendete, wurden auf dieselbe Art hergestellt, der Versuch aber in etwas grösserem Maassstabe zur Ausführung gebracht. Nachdem zur Trockne abgedampft war, musste, da ein an Schwefelammon erinnernder Geruch noch vorhanden war, einige Male noch kohlensaures Ammon zugesetzt und eingedampft werden. Der Niederschlag, der hierbei gewonnen wurde, zeigte dieselben Eigenschaften gegen Säuren und polarisirtes Licht, wie der zuerst erhaltene. Auch er löste sich, nachdem er mit verdünnter Salzsäure und Wasser ausgewaschen worden war, erst vollständig beim Erhitzen in starker Salzsäure unter CO_2-Entwickelung. Da etwas mehr Material genommen worden war, wurde davon eine qualitative Analyse ausgeführt, die neben einer beträchtlichen Menge Magnesia etwas Kalk ergab.

Da bei diesen Versuchen immer nur eine ganz geringe Menge von Kalk mit in Lösung gieng, so wurde probirt, ob nicht Schwefelwasserstoff allein schon kohlensauren Kalk und Magnesit angreift. Es zeigte sich, nachdem Schwefelwasserstoff 12 Stunden lang durch Wasser gestrichen war, in dem sich fein geriebener kohlensaurer Kalk befand, dass eine beträchtliche Menge dieses Salzes sich gelöst hatte; ein Kalkspathspaltungsstück aus Island, das während dieser Zeit an einem Faden in demselben Gefäss hing, war stark angegriffen worden und zeigte unregelmässig dreieckige Ätzfiguren.

Magnesit zeigte eine viel grössere Widerstandsfähigkeit gegen Schwefelwasserstoff, dagegen löste sich das basisch kohlensaure Salz, die Magnesia alba, verhältnissmässig leicht. Es war zu vermuthen, dass das durch Schwefelwasserstoff erhaltene Kalksalz ziemlich unbeständig sei. Da ein im Kleinen angestellter Versuch das auch bestätigte, so wurde, nachdem chemisch reiner kohlensaurer Kalk ungefähr drei Tage

lang mittelst H_2S behandelt worden war, durch Filtriren eine vollständig klare Lösung hergestellt und diese im verschlossenen Kolben unter der Saugpumpe abgedampft. Der unter 100° erhaltene Rückstand, der nicht ganz bis zur Trockne abgedampft war, zeigte unter dem Mikroskop helle Krystalle von sechsseitiger Begrenzung, doch konnten genauere optische Untersuchungen nicht angestellt werden, da das Salz sich viel zu rasch zersetzte. Die chemische Untersuchung ergab Kohlensäure, Schwefelwasserstoff und Kalk. Dass der Schwefel wirklich im Salz und nicht etwa in der Lösung als H_2S gebunden war, wurde durch Folgendes festgestellt. Es war so lange abdestillirt worden, bis im Destillationswasser, was in einer stark gekühlten Vorlage aufgefangen wurde, keine Spur von H_2S mehr zu finden war. Das gewonnene Salz dürfte vielleicht der Formel $CaCO_3(HS)_2$ entsprechen. Eine quantitative Analyse wurde nicht angefertigt.

Veranlassung zur Anwendung von Schwefelammon und Schwefelwasserstoff hatte die Thatsache gegeben, dass in einigen Analysen des Meerwassers H_2S angegeben wird, dann aber auch, dass beim Fäulnissprocess eiweisshaltiger Körper stets Schwefelwasserstoff auftritt. Ist nun der Dolomit, wie ich mit anderen Forschern als wahrscheinlich annehme, ein normales, wenn auch unter bestimmten Verhältnissen sich bildendes Product des Meerwassers, so war Aussicht vorhanden, auf diesem Wege zu einem befriedigenden Ergebniss zu gelangen. Da die letztgeschilderten Vorversuche ergaben, dass H_2S auf Carbonate einwirkt und Sulfide bildet, diese aber, wie bekannt, wieder durch CO_2 in Carbonate übergeführt werden, so wurde eine weitere Versuchsreihe unter Anwendung von Schwefelwasserstoff ausgeführt. Ein weiterer Grund lag in der bekannten Thatsache, dass Sulfate durch den Zersetzungsprocess organischer Substanzen in Sulfide übergeführt werden. Im Meerwasser sind aber bekanntlich sowohl Sulfate von Calcium und Magnesium als auch faulende organische Substanzen in reichlicher Menge vorhanden, um unter gewissen Bedingungen Sulfide zu erzeugen, und der Fäulnissprocess liefert gleichzeitig hinreichende Mengen von CO_2, um die Umwandlung der Sulfide in Carbonate herbeizuführen.

Eine möglichst starke Schwefelwasserstofflösung des Kochsalzes und der Magnesia, die auf die eben beschriebene Art durch Einleiten von Schwefelwasserstoff erhalten worden war, wurde unter Durchleiten von CO_2 langsam bei einer Temperatur zwischen 50 u. 60° C. abgedampft; nach einiger Zeit wurde chemisch reines Kochsalz zugesetzt und schliesslich zur Trockne eingedampft, bis kein an Schwefelwasserstoff oder an Kohlenoxysulfid erinnernder Geruch mehr vorhanden war. Da das trockene Kochsalz das Schwefelwasserstoffsalz mechanisch so eingeschlossen hielt, dass die Kohlensäure nur sehr wenig mit ihm in Berührung kommen konnte, so wurde in einer Reibschale der ganze Rückstand fein gepulvert und dann wieder der Einwirkung des CO_2 ausgesetzt. Nachdem der Niederschlag vollständig geruchlos geworden war, wurde er mit Wasser begossen, mehrere Male abgeschlämmt und dann mit verdünnter Salzsäure (1 : 100) wiederholt ausgewaschen. Ein grösserer Theil des Niederschlages löste sich, der zurückbleibende Theil wurde im Scheidetrichter mit etwas stärkerer Säure noch einige Male ausgeschüttelt und schliesslich, als sich keine CO_2 mehr entwickelte, stehen gelassen und nachher durch den Hahn in eine Schale abgelassen. Unter dem Mikroskop erschien der Niederschlag als eine ziemlich stark krystalline doppeltbrechende Masse, die mit ziemlich starker Salzsäure in Berührung gebracht, zuerst etwas aufbrauste, dann aber keine weitere Einwirkung erkennen liess.

Wurde der Objectträger erwärmt, so löste sich der Niederschlag unter starker Blasenentwickelung auf. Eine qualitative Analyse ergab CO_2, Magnesia und eine geringe Menge Kalk. Es dürfte somit diese Substanz ein durch etwas kohlensauren Kalk verunreinigter Magnesit gewesen sein.

Da durch den eben beschriebenen Versuch ein Niederschlag mit nur sehr wenig Kalk erhalten worden war, wurde in einem weiteren Versuch statt der Schwefelwasserstofflösung der Magnesia alba eine Lösung von Schwefelammonium genommen, die durch Einleiten von H_2S in verdünntes Ätzammon, in welchem die Magnesia alba sich befand, dargestellt worden war. Diese wurde ebenfalls wieder mit NaCl versetzt und langsam unter CO_2-Einleiten eingedampft. Der vollständig

trockene Niederschlag, der auf dieselbe Art wie bei dem schon beschriebenen Versuch gereinigt worden war, bestand, wie das Mikroskop zeigte, aus wohl ausgebildeten durchsichtigen Rhomboëdern, die sehr deutlich diagonal auslöschten [1].

Von starker Salzsäure wurden sie zuerst unter Blasenwerfen angegriffen, blieben aber dann selbst nach wiederholter Zugabe derselben Säure, ohne sich weiter zu lösen, liegen. Erst beim Erwärmen lösten sie sich unter CO_2-Entwickelung auf. Die quantitative Analyse, die Herr Professor Hoppe-Seyler auszuführen die Güte hatte, ergab:

		Ia.
$CaCO_3$	12,77 %	
$MgCO_3$	79,84	
Fe_2O_3	1,74	
Unlöslich	4,64	
H_2O	1,00	
	99,95	

Wie hieraus ersichtlich ist, bestand dieser Niederschlag aus einer dem Magnesit näher als dem Dolomit stehenden Doppelverbindung. Nach Abrechnung der Verunreinigungen und des Wassergehaltes, der vielleicht auf die Verunreinigung durch organische Substanz zurückzuführen sein dürfte ergiebt sich:

		Ib.
$MgCO_3$	86,2 %	
$CaCO_3$	13,7	

Bei diesem Versuch befand sich in der Lösung viel mehr Magnesia als Kalk. Es wurden deshalb bei dem nächsten Versuch die Lösungen getrennt hergestellt und zwar nur durch Einleiten von H_2S, der Gehalt einer jeden ermittelt und darnach die Lösungen im Verhältniss von 1 Kalk zu 1 Magnesia zusammengeschüttet und das Eindampfen wie beschrieben vorgenommen. Der Niederschlag wurde dann wie immer behandelt, bestand aber nur aus sehr feinem, krystallinem Pulver, das sich wie die schon erhaltenen Niederschläge verhielt. Die Analyse, die Herr Dr. Walter so freundlich war, im Laboratorium bei Herrn Prof. Baumann auszuführen, ergab:

		II.
$MgCO_3$	80,60	
$CaCO_3$	6,93	
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	5,37	
Unlöslich	2,93	

[1] Anmerk. Die Herren Professoren Steinmann und Gräff hatten die Freundlichkeit, sich von der Richtigkeit dieser Thatsache zu überzeugen.

Das Ergebniss hievon war also wiederum ein kalkhaltiger Magnesit. Obwohl wie immer der Niederschlag mehrere Male mit verdünnter Salzsäure ausgewaschen worden war, so wäre es doch möglich gewesen, dass der kohlensaure Kalk noch mechanisch vom Magnesit eingeschlossen gewesen und daher nur als Verunreinigung zu betrachten wäre. Bei einem weiteren Versuch wurde Chlorcalcium und Chlormagnesium in ziemlich concentrirter Lösung mittelst Ätznatron gefällt und Schwefelwasserstoff bis zur vollständigen Lösung eingeleitet, darauf die Lösungen in annäherndem Verhältniss von 1 Calcium zu 1 Magnesium zusammengebracht und wie immer weiter behandelt. Der Niederschlag aber, der sich gebildet hatte, war amorph und löste sich sofort in verdünnter Salzsäure. In Folge dessen wurden die Lösungen wieder aus den kohlensauren Salzen mittelst H_2S hergestellt, und nur die des Magnesiumsalz unter Zusatz von etwas Ammon bewirkt. Darauf wurden die Lösungen wie früher behandelt, jedoch die Kohlensäure nicht mehr im KIPP'schen Apparat entwickelt, sondern einem mit flüssiger CO_2 gefüllten Cylinder entnommen und bei 40—50° C. eingedampft. Das Ergebniss nach dem Waschen mit Wasser und verdünnter Salzsäure, worin sich ein beträchtlicher Theil löste, war dasselbe wie bei den zuerst beschriebenen Versuchen, nur dass diesesmal eine viel grössere Menge gewonnen wurde. In Folge dessen wurde der Niederschlag, obwohl er sehr feinkörnig war, mittelst Methylenjodid, das auf das specifische Gewicht von Dolomit eingestellt war, mechanisch zu trennen versucht. Die Trennungsflüssigkeit musste später, damit die Trennung leichter von statten gieng, etwas unter das specifische Gewicht des Dolomites gebracht werden, was wahrscheinlich darin seinen Grund hat, dass die Substanz in einem zu feinen Pulver vorlag. Der so getrennte Theil wurde, nachdem er durch Benzin und Alkohol gereinigt und getrocknet worden war, von Herrn Dr. WALTER analysirt und gab in 100 Theilen:

		III.
$MgCO_3$	66,76	
$CaCO_3$	26,48	
Unlöslich	3,65	
Fe_2O_3	0,64	

Da diese Analyse bedeutend mehr kohlensauren Kalk

ergab und bei der Herstellung des Präparates Schwefelammon benutzt worden war, dagegen bei jenem an vorletzter Stelle angeführten nur Schwefelwasserstoff, so wurde ein weiterer Versuch gemacht, bei welchem das Kalksalz durch Schwefelwasserstoff, das Magnesiumsalz durch viel Ammon und Schwefelwasserstoff bereitet worden war; darauf wurde der Gehalt jeder Lösung bei gelöstem Kalk oder Magnesia bestimmt, nach den Aequivalenten Mengen von ungefähr 2 Kalk auf 1 Magnesia zusammengebracht, chemisch reines $NaCl$ dazugethan, in einer Schale der Verdunstung bei gewöhnlicher Temperatur ausgesetzt und CO_2, einem Stahlcylinder entnommen, eingeleitet. Das Durchleiten von Kohlensäure dauerte während der Monate August, September und Anfangs October 1893, dann schien der Niederschlag vollständig trocken zu sein. Nachdem er mit Wasser und mehrere Male mit verdünnter und zuletzt mit etwas stärkerer Salzsäure ausgewaschen worden war, wurde von der bei 120° getrockneten Substanz eine Analyse ausgeführt, die in 100 Theilen ergab:

$MgCO_3$	43,7	IV.
$CaCO_3$	52,0	
Unlöslich	3,8	

Unter dem Mikroskop zeigte der Niederschlag wenig Unterschied von den schon mehrmals erhaltenen Absätzen; das Pulver war ziemlich stark doppeltbrechend, entwickelte mit ziemlich starker Salzsäure im Anfang CO_2 und blieb dann für diese Säure unangreifbar zurück. Es verhielt sich ähnlich einem später zu erwähnenden natürlichen Dolomitsand der fränkischen Alb von Pegnitz. Die chemische Zusammensetzung, die nach Abrechnung des unlöslichen Theiles aus 45 $MgCO_3$ und 54 $CaCO_3$ besteht, entspricht ungefähr jener des normalen Dolomits.

Nachdem auf diese Weise ein dem Dolomit ähnlicher Körper durch Vorgänge, wie sie in der Natur möglich sind, entstanden war, lag es nahe zu versuchen, ob er nicht ohne Kochsalz auch unter Beibehaltung der anderen Bedingungen entstehen könnte. Es wurden deswegen die auf die nämliche Weise wie bei dem letzten Versuch erhaltenen Lösungen in einem Glasgefäss unter Einleiten von CO_2

sehr langsam eingedampft. Nachdem dieser Vorgang ungefähr 14 Tage lang gedauert hatte und der Niederschlag vollständig geruchlos und trocken geworden war, wurde er mit Wasser ausgewaschen und mit ganz verdünnter Salzsäure behandelt. Allein es zeigte sich sofort, dass sich keine Spur von Dolomit oder Magnesit gebildet hatte, die CO_2-Entwickelung begann im ersten Augenblick ziemlich stark, und nach wenigen Minuten war der ganze Niederschlag gelöst. Es geht aus diesem Versuch hervor, dass zur Entstehung des Magnesits und Dolomits die Mitwirkung einer wasserentziehenden Substanz, wie das Kochsalz es ist, nothwendig ist, vorausgesetzt, dass bei gewöhnlicher Temperatur gearbeitet wird. Ich brauche wohl kaum zu erwähnen, dass ich mich von der Richtigkeit dieses Vorganges nicht allein durch einen, sondern durch mehrere Versuche überzeugt habe, bei denen öfters der eine Theil der Lösung mit $NaCl$, der andere ohne $NaCl$ eingedampft wurde. Bei jenem Versuch erhielt ich stets ein mehr oder weniger Ca-reiches schwerlösliches Präparat, das stark krystallin war, bei diesem stets ein leicht lösliches Pulver.[1] Da sich Calciumoxyd in kürzerer Zeit und in etwas grösserer Menge wie Calciumcarbonat in Wasser und Schwefelwasserstoff löst, so wurde versucht, aus einer auf diese Weise erhaltenen Lösung von Calciumsulfhydrat ($Ca(HS)_2$) und einer aus in Wasser vertheilter Magnesia usta und Durchleiten von Schwefelwasserstoff entstandenen Lösung von Magnesium-Sulfhydrat Dolomit darzustellen. Dies gelangte wie bei den anderen Versuchen zur Ausführung, indem die zuerst vollständig klare Lösung mit Kochsalz versetzt und unter Einleiten von CO_2 auf dem Wasserbad langsam eingedampft wurde. Allein es entstand auch hierbei weiter nichts als $CaCO_3$ in leicht kenntlichen Rhomboëdern und daneben ein in ganz verdünnter Salzsäure (5 cc. auf 1000 l) unter starker CO_2-Entwickelung lösliches Magnesiumsalz. Um nun auf eine etwas einfachere und schneller ausführbare Weise, vielleicht auch in etwas grösserer Menge Magnesia oder Dolomit zu erhalten, wurde die Einwirkung des einfach-

---

[1] Wie der erste Versuch cf. p. 489 lehrt, wirkt eine genügende Menge von Ammonsalzen ähnlich wie Kochsalz.

kohlensauren Natriums auf das durch Lösen von Magnesia alba in Schwefelwasserstoff und Ätz-Ammoniak erhaltene Salz untersucht. Die möglichst concentrirte Lösung dieses Salzes wurde mit Kochsalz bis zur angehenden Sättigung versetzt, und dann allmählich eine in der Wärme concentrirte Lösung von Na_2CO_3 dazu gebracht. Dieses Gemenge wurde eingedampft, allein der Niederschlag war wiederum ein leicht löslicher Körper.

Aus dem bis jetzt Mitgetheilten ist ersichtlich, dass, um diese aus Magnesit oder Dolomit fast gleich zusammengesetzten Körper künstlich bei gewöhnlicher Temperatur herzustellen, folgende Bedingungen nöthig sind: erstens musste das Eindampfen bei Gegenwart von Kochsalz oder einer hinreichenden Menge von Ammonsalzen stattfinden; zweitens gelingt die Zersetzung des Sulfides nur durch Einleiten von CO_2, und drittens musste die Lösung des Magnesiumsalzes durch Einwirken des Schwefelwasserstoffs auf Magnesia alba erhalten werden, das heisst, es ist nur dann das gewünschte Ergebniss erzielt worden, wenn in dem Magnesiumsalz zu gleicher Zeit CO_2 neben H_2S vertreten war. Ob dies allein die Bedingungen sind oder ob auch auf anderem Wege Magnesit und Dolomit bei gewöhnlicher Temperatur entsteht, lasse ich dahingestellt. Ich überlasse die Beantwortung dieser Frage anderen Forschungen; an dieser Stelle möchte ich nur noch darauf hinweisen, dass hier ein schönes Beispiel von Massenwirkungen vorliegt, indem zuerst der Schwefelwasserstoff die Kohlensäure und dann die Kohlensäure den Schwefelwasserstoff austreibt[1].

Stellen wir der Übersicht halber die Werthe der schon angeführten Analysen von den erhaltenen Salzen zusammen:

---

[1] Von der Richtigkeit des ersten Vorganges habe ich mich durch folgenden Versuch überzeugt: der Schwefelwasserstoff, im Kipp'schen Apparat entwickelt, wurde gewaschen, dann in einen Kolben, in dem frei im Wasser fein vertheilter kohlensaurer Kalk war, eingeleitet, die austretenden Gase durch mehrere Flaschen mit Bleiacetatlösung geführt, die mit etwas freier Essigsäure angesäuert und zur Vertreibung der etwa vorhandenen Kohlensäure vorher erhitzt worden waren, und schliesslich das noch übergehende Gas in Barytwasser geleitet. Nach kürzerer Zeit bildete sich ein starker Niederschlag von kohlensaurem Baryt.

	I.		II.	III.	IV.
	a	b			
$MgCO_3$ . .	79,84	86,2	80,06	66,76	43,7
$CaCO_3$ . . .	12,77	13,7	6,93	26,48	52,0
Fe_2O_3 . . .	1,74	—	5,37	0,64	—
Unlöslich . .	4,64	—	2,93	3,65	3,8
H_2O	1,00	—	—	—	—

In den Magnesitanalysen steigt aber der Ca-Gehalt fast niemals über 1,6 %[1] und hinwiederum findet sich in den meisten „Dolomit"-Analysen mehr $CaCO_3$, als dem reinen Normaldolomit zukommt. Da aber das Product der unter I angeführten Analyse durch seine krystallographischen und optischen Eigenschaften in die Magnesit-Dolomitreihe gestellt werden muss, und die anderen, mit Ausnahme von IV, sich ihm eng anschliessen, so könnte es möglich sein, dass die Löslichkeitsverhältnisse in schwächeren und stärkeren Säuren hierbei berücksichtigt werden müssen.

Die Löslichkeitsverhältnisse des Magnesits und Kalkes sind längst bekannt und so einfach, dass sie keiner weiteren Erwähnung bedürfen, dagegen sind diejenigen des Dolomites etwas verwickelter.

Karsten und Forchhammer liessen Essigsäure und verdünnte Salzsäure auf dolomitische Gesteine einwirken, und erhielten stets fast reines Magnesiumcarbonat[2]. Fr. Pfaff sen.[3] behandelte Frankenjura-Dolomite mit Essigsäure und fand in den Lösungen mehr Kalk als Magnesia. Dagegen zeigte Hoppe-Seyler[4], dass sich durch verdünnte Essigsäure gleiche Mengen von Kalk und Magnesia und Normaldolomit lösen. Dasselbe fand v. Gorup-Besanez. Aus diesen Versuchen darf vielleicht geschlossen werden, dass ganz verdünnte Säuren aus dolomitischen Gesteinen reinen Normaldolomit herausätzen. Dies fand weitere Bestätigung in einem Dolomitsand der fränkischen Alb bei Pegnitz, der unter dem Mikroskop nur aus Rhomboëdern bestand und in 100 Theilen enthielt:

---

[1] Vergl. Rammelsberg, Mineralchemie. S. 225 ff.

[2] Karsten, Archiv f. Mineralogie. 1848.

[3] Pfaff, Pogg. Ann. Bd. 22. 1851. S. 487.

[4] l. c. S. 499.

$CaCO_3$	55,0
$MgCO_3$	43,3
Unlöslich	1,1

Ferner war beweisend dafür der durch ganz verdünnte Salzsäure (1 Theil conc. chem. reiner auf 200 Th. Wasser) erhaltene Rückstand eines Kalkes vom Limonardi-Neochosi nördlich des Othrys-Passes, von Dr. Philippson mitgebracht, in dem sich schon bei schwacher Vergrösserung deutliche Rhomboëder erkennen liessen, und der in 100 Theilen enthielt:

$MgCO_3$	44,9
$CaCO_3$	54,4

Dasselbe Gestein schneller mit etwas stärkerer Säure (1 : 100) behandelt, lieferte einen Rückstand, der in 100 Theilen enthielt:

$MgCO_3$	48,6
$CaCO_3$	50,7

in einem zweiten (1 auf 75) behandelt:

$MgCO_3$	49,3
$CaCO_3$	50,1

Es stimmen demnach diese Versuche mit den älteren überein, und es scheint daraus mit einiger Gewissheit hervorzugehen, dass stärkere Säuren mehr Kalk als Magnesia, dagegen sehr verdünnte äquivalente Mengen von Normaldolomit lösen.

Das unter IV. auf S. 495 angeführte Doppelsalz enthält nach Abzug des unlöslichen Rückstandes:

$MgCO_3$	45,5 %
$CaCO_3$	54,3

der reine Normaldolomit:

$MgCO_3$	45,65
$CaCO_3$	54,35

dagegen werden Krystalle die eine Zusammensetzung haben:

$MgCO_3$	44,4—45,3
$CaCO_3$	55,6—54,7

noch als reine Dolomite angesehen. Da aber unsere Analyse nur ganz wenig vom Normaldolomit abweicht, so dürfte das künstlich erhaltene Salz seiner chemischen Natur nach zum Normaldolomit zu rechnen sein. Da ferner, wie oben angeführt, ganz verdünnte Säuren äquivalente Mengen von Ca

und Mg aus Normaldolomit lösen, und gerade letztgenanntes Product mit ganz verdünnter Säure vielmals ausgewaschen worden war, so dürfte dies als ein dem Normaldolomit entsprechendes Doppelsalz angesehen werden.

Die übrigen der auf S. 498 angeführten Analysen der künstlich dargestellten Producte zeigen eine wechselnde Menge von $CaCO_3$. Da nun stärkere Säuren, wie angegeben, im Verhältniss mehr $CaCO_3$ wie $MgCO_3$ lösen[1], so könnte sich hierdurch auch einerseits ihr grosser $MgCO_3$-Gehalt erklären, da gerade diese stets mit stärkeren Säuren ausgewaschen und dann analysirt worden waren. Andererseits aber fragt es sich, ob nicht ähnliche zusammengesetzte kohlensaure Salze ebenfalls in der Natur vorkommen.

Karsten führt eine Analyse eines Muschelkalkdolomites vom Segeberg an, die in 100 Theilen enthält[2]:

$CaCO_3$	18,77
$MgCO_3$	55,23
Kieselsaure Thonerde . . .	21,36
H_2O_3	4,43
Bitumen	0,21

Wird diese Analyse unter Abzug von Kieselsäure und kieselsaurer Thonerde auf Kalk und Magnesia umgerechnet, so ergiebt sich in 100 Theilen:

$MgCO_3$	74,64
$CaCO_3$	25,36

Eine weitere Analyse stammt von Jokes[3] von einem Gestein aus Frankenheyn in Hessen, sie enthält auch nach Hirzel:

$MgCO_3$	67,97
$CaCO_3$	27,53
$FeCO_3$	5,05

Da nun angenommen wird, dass in den Dolomiten das Fe die Mg vertritt, so würden hier 72,02 % $MgCO_3$ auf 27,53 % $CaCO_3$ kommen. Dieser Gehalt entspricht ziemlich genau dem des künstlichen Productes unter III. S. 494 angeführten. Es kommen somit auch in der Natur viel magnesiareichere Ge-

[1] S. 499.
[2] Zirkel, Lehrb. d. Petrographie. 1. Bd. 1. Aufl. S. 235.
[3] Rammelsberg, S. 225 ff.

steine vor, und es ist vielleicht erlaubt, die künstlichen Producte den natürlichen gleichwerthig an die Seite zu stellen[1].

Jene Theorien, die sich auf die Erzeugung des Dolomites bei höheren Temperaturen stützen, will ich an dieser Stelle unerörtert lassen, da meine Versuche bei gewöhnlicher Temperatur ausgeführt worden sind, und zur Erklärung eines bei höherer Temperatur entstandenen Dolomites nichts beitragen.

Die anderen jetzt mehr oder weniger herrschenden Theorien können ihrer Natur nach in zwei Gruppen zerlegt werden. Nach der einen wird eine Umwandlung oder Auslaugung des Kalkcarbonats eines magnesiahaltigen Kalksteines angenommen, nach der anderen dagegen, dass sich der Dolomit als Sediment abgelagert habe.

Wie Hoppe-Seyler nachgewiesen hat, hält Kreide, wenn durch sie eine magnesiahaltige Lösung filtrirt wird, die Magnesia zurück, und es fliesst magnesiafreies Wasser ab. Wenn auch durch diesen Vorgang der Magnesiagehalt in der Kreide bis auf 15 % und mehr angereichert werden kann, so entsteht doch dadurch, selbst wenn die Kreide nach dem Durchfiltriren längere Zeit bis auf 100° erhitzt wird, oder wenn sie langsam mit Chlornatriumlösung bis zur Trockne ein-

---

[1] Anmerk. Einem Einwurf möchte ich hier begegnen, nämlich, dass diese Analysen nicht von frischen, sondern zersetzten Gesteinen angefertigt wurden. Wie aber oben S. 498 angeführt, lösen schwache Säuren aus Normaldolomiten nur äquivalente Mengen von $CaCO_3$ und $MgCO_3$ und es bleibt Normaldolomit zurück — was auch die Analysen des sehr stark zersetzten Bieberbacher Gesteins S. 499 bestätigten — und in der Natur kommen nur sehr schwache Säuren vor. Weiter löst sich $CaCO_3$ in $NaCl$ und $MgCO_4$ bei Gegenwart von CO_2 unter theilweiser Umsetzung, aber auch nur in ganz geringen Mengen. Das Zusammentreffen solcher Umstände dürfte aber in diesen Fällen als kaum wahrscheinlich angenommen werden. Eine letzte Möglichkeit könnte noch denkbar sein, nämlich dass eine Vermengung von Magnesit mit Kalkspath ursprünglich vorgelegen hätte, aus dem das $CaCO_3$ gelöst worden, der Magnesit zurückgeblieben wäre. Wäre dies der Fall gewesen, so wäre der Magnesit leicht an seiner schwereren Löslichkeit kenntlich gewesen, das Gestein hätte aber sehr stark zersetzt gewesen sein müssen. Da die Analysen aber von sedimentären Gesteinen stammen, die in grösseren Mengen auftreten, so wäre das, soweit mir bekannt, der erste Fall, dass sich Magnesit in grösseren Mengen eingeschlossen in sedimentärem Kalk und gemischt mit diesem findet.

gedampft wird, niemals Dolomit. Die Kreide löst sich mit der Magnesia in ganz verdünnter Säure unter lebhaftem Brausen auf und es bleibt kein schwerer löslicher Rückstand übrig. Dies erklärt sich schon aus den früher beschriebenen und den mannigfachen, von Hoppe-Seyler angestellten[1] Versuchen, welche niemals bei Anwendung von Kohlensäure oder kohlensaurem Ammon, einem Magnesiumsalz und Chlornatrium ein schwer lösliches magnesitähnliches Salz lieferten. Dass durch Auslaugen eines magnesiahaltigen Kalkes kein reiner Dolomit entstehen kann, ist schon genügend oft besprochen[2] und ausführlich dargethan worden, so dass hier nicht mehr darauf zurückzukommen nöthig scheint.

Wie verhält es sich nun mit der anderen Theorie, die den Dolomit als directes Sediment betrachtet? Wie schon v. Gümbel aus den Lagerungsverhältnissen[3], den linsenförmigen Dolomiteinlagerungen und aus den abwechselnden Lagen von Dolomit und Kalk geschlossen hat, sind die Dolomite der fränkischen Alb echte Sedimente. Ebenso spricht der Zerfall dieser und anderer Dolomite in Dolomitsand, der aus wohlausgebildeten Dolomitrhomboëdern besteht, die wenigstens bei Pegnitz und Bieberbach die Zusammensetzung des Normaldolomites haben, sowie die im Kalk eingeschlossenen Dolomitrhomboëder von Limonardi[4] und die von Hoppe-Seyler aus dem Dolomit der „todten Alp Szesaplana" beschriebenen dafür[5], dass wenigstens der Dolomit dieser Punkte eine sedimentäre Entstehungsweise hat.

Ebenso spricht für diese Bildung das so häufige Verkommen von Anhydrit, Gyps und Steinsalz neben Dolomit.

Soweit wenigstens meine Kenntniss in der Literatur reicht, sind Bischof[6] und Dölter-Hörnes[7] die Einzigen, die

---

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1875. S. 504 ff.

[2] cf. Dölter-Hörnes, Chemisch-genetische Betrachtungen über Dolomit. Sep.-Abdr. aus d. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1875. Bd. XXV; auch Gorup-Besanez, Ann. Chem. Pharm. Suppl.-Bd. 8. S. 230.

[3] v. Gümbel, Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. Naturw. Classe. 1871.

[4] cf. S. 499.

[5] Zeitschr. geol. Ges. 27. 1875. S. 523.

[6] Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie. III. Bd.

[7] Dölter-Hörnes, Chem.-genet. Betracht. über Dolomit. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1875.

etwas genauer auf die Entstehung des Dolomites eingehen. Sie unterscheiden vier Fälle:

1) Gewässer führen aus magnesiahaltigem Kalkstein kohlensauren Kalk ab, bis Normaldolomit entsteht;
2) Gewässer führen dem Kalkstein kohlensaure Magnesia zu und kohlensauren Kalk ab;
3) Gewässer führen dem Kalkstein weniger Magnesia zu und mehr Kalk ab;
4) Gewässer führen dem Kalkstein Magnesia zu und keinen Kalk ab.

Da aber alle von anderen und mir angestellten Versuche ergeben haben, dass durch Einwirkung von CO_2 oder CO_2-haltigen Wassern Magnesit oder Dolomit nicht entsteht, so scheint die Bischof'sche Erklärung über Entstehung dieses Gesteines ungenügend zu sein. Dölter und Hörnes dagegen nehmen die Thätigkeit der Organismen zur Bildung in Anspruch, indem die kalkigen Secretionen der Organismen durch die Einwirkung der Magnesiasalze des Meerwassers in Dolomit verwandelt wurden. Wie aus dem schon Angeführten und dem Folgenden sich ergiebt, ist das so weit richtig, als die Organismen die nöthigen chemischen Stoffe zur Bildung lieferten. Ich will nun an der Hand der oben beschriebenen mit Hilfe von H_2S und Ammon u. s. w. ausgeführten Versuche versuchen, eine Erklärung der Entstehung des Magnesits und Dolomits zu geben.

Vergegenwärtigen wir uns noch einmal den ganzen Gang der Versuche: durch die Einwirkung von Schwefelwasserstoff auf kohlensauren Kalk wurde eine wässerige Lösung eines Calciumsalzes[1] erhalten; dieses wurde in entsprechenden Mengen von 1 Calcium zu 1 Magnesium zu einem ebenso aus Magnesia alba und Ammoniumhydroxyd erhaltenen Magnesiumsalz gebracht und bei gewöhnlicher Temperatur unter langlangsamem Zusetzen von Chlornatrium und Einleiten von Kohlensäure der Verdunstung überlassen. Hierbei muss ich noch bemerken, dass der grösste Theil des Niederschlages erst bei vollständiger Trockne sich bildete, dass aber schon, als die ersten Kochsalzkrystalle an der Oberfläche auskrystallisirten, somit eine gesättigte Lösung vorlag, eine

[1] Vergl. S. 491.

geringe Ausscheidung von kohlensaurem Kalk und eines krystallinen, in verdünnter Salzsäure erst beim Erhitzen löslichen Magnesiumcarbonates begann.

Wie verhalten sich nun diese Vorgänge mit der Dolomitisirung der jetzt lebenden und geologischen Korallenriffe und der Abscheidung des Dolomites als Sediment?

Bevor jedoch zu einer Erklärung über die Entstehung, wie sie sich aus den angegebenen Versuchen geben lässt, geschritten wird, müssen noch einige Verhältnisse, die oben nicht berührt worden sind, besprochen werden.

Das erste ist das Verhalten des Meerwassers gegen Ammon und kohlensaures Ammoniak. Wie bekannt ist, fällt weder Ätzammon noch kohlensaures Ammoniak Magnesiasalze aus gewöhnlichem Wasser, wenn sie in einigermaassen verdünnten Lösungen vorliegen. Wird dagegen zu den Magnesiasalzen ($MgCl_2$ u. w. $MgSO_4$) Gypslösung und Chlornatrium gebracht, und zwar nur so viel, dass die Lösungen dem Gehalt des Meerwassers entsprechen, so fällen die genannten Ammonsalze nach einiger Zeit sowohl kohlensauren Kalk als auch, und dieses ist hervorzuheben, einen Theil der Magnesiasalze als basisch kohlensaure Magnesia aus. Weiter muss noch angeführt werden, dass Magnesit und kalkhaltiges Magnesiumcarbonat (Dolomit) durch Eindampfen in der eben angegebenen Weise ($NaCl + Cl_2$) erhalten wird, wenn eine Chlormagnesiumlösung durch Schwefelammon gefällt und hierin so lange Kohlensäure geleitet wird, bis der entstandene Niederschlag sich eben ganz gelöst hat.

Zur Darstellung des Magnesits und des Kalk-Magnesium-Carbonates, das die Zusammensetzung des Normaldolomites hatte, wurden folgende chemische Verbindungen angewendet:

1. kohlensaurer Kalk,
2. basisch kohlensaure Magnesia (Magnesia alba),
3. Schwefelwasserstoff,
4. Ammoniak,
5. Kohlensäure,
6. Chlornatrium.

Betrachten wir nun eine Analyse des Meerwassers, so finden wir, dass wir Magnesiumsalze als Chlor- und Schwefelverbindungen, dass wir Gyps, Schwefelwasserstoff, Kohlen-

säure und Chlornatrium haben. Das Ammoniak, das seltener angegeben wird, dürfte aber als ständiger Bestandtheil des Meerwassers angenommen werden, da ja im Meer Verwesungsvorgänge überall stattfinden. Der Vorgang bei der Umwandlung der Korallenriffe in Dolomit wäre nach dem bis jetzt Angeführten folgendermaassen zu erklären:

In den fein verzweigten Korallenästen entsteht durch Verwesen der abgestorbenen Organismen Schwefelwasserstoff. Dieser löst einen Theil des kohlensauren Kalkes auf und bildet das eben beschriebene Schwefelwasserstoffsalz des Calciums. Durch das nebenbei entstehende kohlensaure Ammon wird ein Theil der Magnesiasalze als basisch kohlensaure Magnesia ausgefällt, die durch den fortwährend entstehenden Schwefelwasserstoff in das S. 492 beschriebene Schwefelwasserstoff-Kohlensäure-Magnesiumsalz übergeführt wird. Wird nun das Korallenriff durch die Bewegung der Ebbe trocken gelegt, so entsteht, begünstigt durch Sonnenwärme und Luftbewegung, in den Korallenstockcanälen und kleineren Pfützen allmählich eine concentrirte Kochsalzlösung, in der die weiter sich bildende Kohlensäure das Magnesiumsalz mit dem Kalksalz der Schwefelwasserstoffsäure zu Dolomit umwandelt, der durch H_2S kaum oder nicht mehr gelöst werden kann. Die CO_2 entsteht selbst aber durch den weiter fortschreitenden Zerfall der organischen Substanz und die Zersetzung der dabei entstandenen carbaminsauren und kohlensauren Ammonsalze. Ist die Verdunstung bis zur vollständigen Trockne weiter geschritten, so geht die Dolomitisirung immer noch weiter, da die Kohlensäure-Entwickelung nicht aufhört und ihre Einwirkung, wie die Versuche ergaben, auch bei vollständiger Trockne noch auf das Schwefelwasserstoffsalz stattfindet. Bei diesem Vorgang aber fällt kohlensaurer Kalk durch das Ammonsalz mit aus, durch den die Dolomitkrystalle zusammengekittet werden. Auf diese Weise kann durch zahlreiche Wiederholung dieses Vorganges allmählich ein Dolomitriff entstehen. Die vorhandenen Schalen und kalkigen Gerüste oder Körpertheile der Meerthiere werden zum Theil auch angegriffen und erleiden so eine mehr oder weniger weitgehende Veränderung.

Eine etwas andere Entstehung müssen wir für die sofort

als Sediment abgelagerten Dolomite annehmen. Bei dieser Bildung haben entweder die Schalen der Foraminiferen (ähnlich der Kreidebildung) den Kalk geliefert, oder er ist aus dem Gyps durch das kohlensaure Ammon gefällt worden, hiebei aber muss man sich vorstellen, dass das Meer ziemlich seicht war; dann gieng mit Eintrocknen des Meeres derselbe Vorgang vor sich wie oben, und es bildeten sich neben Kalkcarbonat Dolomitkrystalle. Hatte das Meer einen bestimmten Calciumgehalt, so konnte nur reiner Dolomit entstehen, da die vorhandene Kalkmenge gerade zur Bildung des Normaldolomites reichte. Dass dieses seltener der Fall gewesen ist, erklärt sich auch schon daraus, dass reine Normaldolomite als in grossen Massen vorkommendes sedimentäres Gestein auch in der Natur nur selten sich findet. Damit stimmt auch überein, dass der Dolomit an vielen Stellen, so in Franken und anderen Orten, häufig durch die Einwirkung der Atmosphärilien zu Dolomitsand zerfällt. Wie wir oben gezeigt haben, besteht dieser Sand aus fast reinem Normaldolomit, dieser dürfte sich daher als reines Sediment auf die oben beschriebene Weise gebildet haben.

Es ist eine weitverbreitete Erscheinung, dass dolomitische Schichten mit reinen Kalkabsätzen sehr häufig in vielfachem Wechsel mit einander vorkommen, oder dass selbst Dolomitlinsen sich im reinen Kalk eingelagert finden, so im Muschelkalk, im Jura[1] u. s. w. Gerade diese Vorkommen lassen sich auf diese Art sehr leicht erklären, denn war das Meer so tief, dass es nicht mehr bis zur Sättigung des Wassers mit Kochsalz kam, oder erhielt der Theil des Meeres immer wieder frischen Zufluss und Abfluss, so konnte sich kein Dolomit bilden, war aber ein Meerbusen durch eine Barre[2] abgesperrt worden, so konnte sich der Dolomit durch Concentration des Meerwassers bilden und es entstanden mitten im Kalk kleinere oder grössere Linsen jenes Gesteines, während ringsherum reiner Kalk zur Absetzung gelangte. Eine weitere Bekräftigung für die Entstehung der Dolomite auf die beschriebene Weise findet sich ferner in der so häufigen Vergesellschaftung des

[1] cf. v. Gümbel, Sitzungsberichte d. k. bayer. Akad. Naturw. Classe. 1871. S. 45.

[2] Ochsenius, Zeitschr. f. prakt. Geologie. I. Bd.

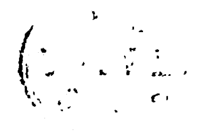
Dolomites mit Gyps, Steinsalz und Anhydrit. Denn gerade diese Wechsellagerung bekundet auf das Entschiedenste, dass bei der Bildung eine starke Concentration des Meerwassers stattgefunden hat.

Wie früher schon bemerkt wurde, findet durch Fäulniss von organischen Stoffen bei Anwesenheit von Sulfaten, so von Calcium und Magnesiumsulfat, eine Reduction dieser Salze statt. Es wäre daher leicht möglich, dass die Bildung der erforderlichen Schwefelsalze anstatt durch Schwefelwasserstoff auch schon auf diese Art vor sich gehen könnte, doch haben Versuche, auf diese Weise Magnesit oder Dolomit zu erhalten, bis jetzt noch zu keinem Ergebniss geführt.

Das einzig bisher wirklich festgestellte Entstehen von Dolomit wurde seiner Zeit von Moitessier[1] beschrieben; er bildete sich in einer schlecht verschlossenen Flasche, in der sich das Wasser eines Säuerlings befand. Diese Bildung scheint mit obiger Erklärung nicht übereinzustimmen, und doch glaube ich, dass gerade dieses Beispiel auf ähnliche, wenn nicht dieselbe Art entstanden sein dürfte. Bekanntlich enthalten sehr viele Säuerlinge neben Kohlensäure Schwefelwasserstoff. War nun, was allerdings nirgends angegeben ist, in diesem Säuerling auch Schwefelwasserstoff vorhanden, so musste sich nach den beschriebenen Versuchen Magnesit oder Dolomit absetzen. Da nun auch Hoppe-Seyler angiebt, er habe mit künstlichem Sodawasser gearbeitet nnd keinen Dolomit erhalten, so spricht gerade dieser Versuch dafür, dass jener Säuerling Schwefelwasserstoff enthielt, denn es wäre sonst nicht einzusehen, warum bei einem unter ähnlichen Verhältnissen ausgeführten Versuche sich nicht auch das Mineral gebildet hätte. —

Vorliegende Arbeit wurde im chemischen Laboratorium des geolog.-mineralog. Instituts der Universität Freiburg i. B. ausgeführt. Mit Freuden komme ich der angenehmen Pflicht nach, Herrn Professor Dr. Steinmann, dem ich die Anregung zu dieser Arbeit verdanke und dessen regster Theilnahme sie sich stets zu erfreuen hatte, auch an dieser Stelle meinen wärmsten Dank auszusprechen.

[1] l. c. S. 178.



Ueber Granitporphyr von der Griesscharte in den Zillerthaler Alpen.

Ein Beitrag zur Kenntniss dynamometamorpher Structuren.

Von

K. Futterer in Berlin.

Hierzu Taf. XV und XVI.

Bei den Aufnahmen, die der Autor im Sommer 1892 im Brenner-Gebiete, am Tuxer Kamm und den westlichen Theilen des Zillerthaler Hauptkammes ausführte, wurden in den Moränen- und Bachgeschieben im Zamser Grunde Gesteinsstücke gefunden, die sich durch ihre ausgezeichnete augengneissartige Structur auszeichneten, dabei aber Charaktere trugen, die massigen Gesteinen eigen sind. Anstehend wurde das Gestein ganz am Ende meiner Aufnahmezeit ausserhalb des eigentlichen Aufnahmegebietes auf der Griesscharte und über dem Schlegeis-Kees gefunden. Da seine structurellen Eigenthümlichkeiten bei näherer Untersuchung immer mehr Interesse gewannen, so schien eine besondere Besprechung dieses Gesteines ausserhalb der später zu gebenden Mittheilungen über die Aufnahmen, ebensowohl dadurch wie durch sein Auftreten ausserhalb des Gebietes dieser letzteren gerechtfertigt.

a) Geologisches Auftreten des Granitporphyres.

Die Tektonik der centralen Theile der Alpen zwischen dem Brenner und den Tauern hat in neuerer Zeit eine Dar-

stellung in grossen Zügen durch TELLER[1] gefunden, an die sich für die westlich des Brenner anschliessenden Gebirgstheile die Untersuchungen von FRECH anreihen[2]. Um hier kurz resumirend den wesentlichsten Inhalt dieser beiden Arbeiten zur Orientirung anzuführen, sei erwähnt, dass das symmetrische Gewölbe der Tauern, dessen Kern durch Granit und dessen Rand durch Krystallgneisse gebildet wird, die nach aussen hin von einer Schieferzone umhüllt werden, sich nach Westen hin in zwei selbständige Glieder auflöst, welche den Tuxer und Zillerthaler Hauptkamm bilden; zwischen beiden befinden sich die steilgestellten Gesteine der Kalkphyllitgruppe, die stellenweise in Süd überschoben sind.

Soweit meine Aufnahmen im Sommer 1892 schon ein Urtheil erlauben, trifft diese Darstellung im Grossen und Ganzen das Richtige. Für die tektonische Stellung der Gesteine, die hier der Besprechung unterliegen, sei aus der später folgenden zusammenfassenden Darstellung Folgendes angeführt:

Der vom Hochfeiler nach Norden zum Hochsteller ziehende Kamm bietet ein vorzügliches Profil durch die Gesteine der Kalkphyllitgruppe, indem er von dem Zillerthaler Gneisskern gegen den Gneisskern des Tuxer Hauptkammes hinzieht.

Die Griesscharte liegt auf diesem vom Hochfeiler und Hochferner in nordwestlicher Richtung nach dem Hochsteller hin ziehenden Grate etwa in der Mitte zwischen den beiden zuletzt genannten Bergen in einer Höhe von 2826 m.

Dieser Grat, welcher bis zur Domenicus-Hütte im Zamser Thal hinunterreicht, wird von den im Pfitscher Thal und Tuxer Kamm anstehenden Gesteinen senkrecht durchschnitten und bietet vom Hochfeiler an ein zusammenhängendes Profil durch die ganze Gesteinsreihe des Zillerthaler Hauptkammes bis zu derjenigen des Tuxer Kammes.

Direct unter der Griesscharte stehen sowohl auf der westlichen wie der östlichen Seite über dem Schlegeis-Kees die hier in Frage stehenden Gesteine in ausgezeichneter Schönheit mit Feldspatheinsprenglingen, deren Durchmesser

---

[1] TELLER, Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette. Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanst. Jahrg. 1882. p. 241.

[2] F. FRECH, Die Tribulaungruppe am Brenner in ihrer Bedeutung für den Gebirgsbau. v. RICHTHOFEN-Festschrift. 1893. p. 77.

bis zu 10 cm betragen kann, an. Ihre Lagerungsverhältnisse gehen aus dem nachstehenden Profile, das man auf dem Anstiege aus dem Schlegeis-Thale über die sogenannte Röthe unter dem Hochsteller zu durchqueren hat, hervor.

1. Auf grüne Schiefer, in welchen an anderen Stellen reichlich Strahlstein aufzutreten scheint und welche gegen die nächste Zone hin einen mehr subkrystallinen Charakter annehmen, folgt

2. die Zone der Granatschiefer, die später des Ausführlicheren zu beschreiben sein wird. Auch noch in den schon als Granatschiefer entwickelten Schiefern kommen eingelagerte Bänke eines Gesteines vor, das bei sonst gleichem schieferigem Charakter keine Granaten führt und einen noch weniger veränderten Typus zeigt.

Auch concordant eingelagerte Quarzbänke kommen vor, und in diesen finden sich stellenweise noch abgerissene Massen des Schiefers.

Die Schichten stehen fast senkrecht; das geringe Einfallen ist nach Norden hin gerichtet.

Die Granatschiefer, deren Krystallinität und Grösse der Granaten mit der Entfernung vom Contacte gegen die Granitporphyre abnimmt, sind noch 10 m vom Contacte sehr krystallin. Vereinzelt führen sie auch dunkle grüne Einlagerungen, welche den grünen Schiefern ähnlich sehen.

Nach Süden hin schliessen sich direct an die feinkrystallinen Schiefer

3. die geschieferten Granitporphyre, deren Streckungsebene mit 75° nach Norden einfällt und etwa N. 70° W. streicht.

Gegen die Südseite der Griesscharte folgen sodann

4. hochkrystalline glimmerführende Kalke und

5. dolomitische, stellenweise quarzreiche Schichten, welche an die bekannten mineralreichen Gesteine des Schlüsseljoches erinnern.

Sie gehen in einiger Mächtigkeit noch an dem unpassirbaren Grate gegen den Hochferner hinauf; aber unter den Eismassen des vom Hochferner herabziehenden Gletschers steht eine stark wechselnde

6. Schichtfolge an, welche sehr glimmerreiche Schiefer

mit zahlreichen Quarzbändern, Granatschiefer und weiter unten gegen die Griesscharte hin Marmor und Dolomite enthält.

Trotz eines sehr schwierigen Aufstieges konnte weder die Schichtfolge genauer festgestellt, noch deren Fallrichtung bestimmt werden.

Das geologische Auftreten der Granitporphyre ist diesem Profile zufolge dasjenige eines Lagerganges in den Schiefern der Kalkphyllitgruppe; möglicherweise stellt das Vorkommen, soweit es anstehend zu beobachten war, nur eine apophysenartige Fortsetzung eines grossen Granitmassives zwischen den Schichten der krystallinen Schiefer vor. Die Granatschiefer, welche nördlich der Granitporphyre auftraten, sind in ihrem Streichen noch mehrfach an den nördlichen Gehängen des Oberbergthales und von Inner-Pfitsch zu beobachten; es fehlen indessen die granitischen Ganggesteine; nach Norden liegt die Grenze zu den sogenannten Gneissen des Tuxer Kammes nicht mehr ferne, und auch hier fehlen nicht Erscheinungen, welche wie bei der Griesscharte, auf einen intrusiven Charakter gewisser Gesteine hinweisen. Ich behalte mir indessen vor, nach abgeschlossener Untersuchung dieses Theiles der Zillerthaler Alpen auf diesen Gegenstand zurückzukommen. Es wird dann an der Hand von umfangreicherem Materiale auch die Gelegenheit geboten sein, zu entscheiden, ob die Granatschiefer, welche direct am nördlichen Contacte der Granitporphyre liegen und mit der Entfernung von demselben ihren Granatgehalt verlieren, als Contactbildung anzusehen sind. Dynamische Veränderungen zeigen auch sie in reichem Maasse, und zwar besonders schön in dem Auftreten der todten Räume in der Streckungsrichtung hinter den Granatkrystallen; von der phyllitischen dunkeln Grundmasse heben sich dieselben mit ihrer nachträglichen Ausfüllung von Quarz besonders scharf ab.

Die Glimmer sind durchweg sehr zerflasert und zeigen keine idiomorphen Umrisse mehr, eine Eigenschaft, welche jedoch den Granaten in hohem Grade zukommt.

Ob die Granatführung nun in der That auf der Contactwirkung des granitporphyrischen Magmas beruht, oder ob es nur ein Zufall ist, dass oben, wo an der Griesscharte die Granatschiefer und der Granitporphyr auftreten, die ersteren

mit der Entfernung vom letzteren ihren Granatgehalt verlieren — die directe Berührungsstelle am Salbande des Granitporphyrs war bei den schwierigen örtlichen Verhältnissen nirgends zu beobachten —, mögen die weiteren Untersuchungen ergeben; es scheint, als würde der Granitporphyr an den steilen Hängen unter dem Gletscher zum Furtschagelthal hinab immer breiter und als wäre die jetzige Beobachtungsstelle an der Griesscharte nur der Ausläufer eines grösseren, in der Tiefe liegenden Massives eines Granites, dessen Apophysen granitporphyrische Entwickelung der Structur besitzen.

Von diesem Gesichtspunkte aus gewinnt die Thatsache an Wichtigkeit, dass in der östlichen Fortsetzung dieses Gebietes in der Centralkette der Tauern schon im Ahrenthal ein Granitkern auftritt und dass nach der geologischen Karte (Section Sterzing und Franzensfeste) vom Thurnerkamp über den Graunock bis zum Weisszint ebenfalls ein Granitkern angegeben wird, der von einer Gneisshülle umgeben ist. Die Nähe von grösseren Massen intrusiver Gesteine ist dadurch dargethan, und das Auftreten eines Granitporphyres in der Schieferhülle hat nichts Befremdendes mehr.

Porphyritische Eruptivgesteine aus der östlich benachbarten Antholzer Gruppe, zwischen dem Ahren- und Isel-Thal, beschrieb Teller: Über porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1886. p. 715).

Es scheint nicht ausgeschlossen, dass ein Theil — wenn nicht die ganze — Gneisshülle um den Granitkern als schieferige Granitfacies wird erkannt werden und dass dann die Granitporphyre der Griesscharte in unmittelbare Verbindung mit der dynamometamorphen Granitfacies kommen.

Man kann Stache [1] nur beistimmen, wenn er angiebt, dass der sogenannte „Centralgneiss" „aus einer Reihe petrographisch verschiedener Gesteinsmassen besteht, die zwar mehrfach Übergänge in einander zeigen, aber bestimmte, wenn auch nicht überall scharf abgrenzbare Hauptverbreitungsgebiete und sogar bestimmte Horizonte und Aufeinanderfolgen einhalten.

[1] Stache, Der Gneiss von Bruneck im Pusterthal und einige Bemerkungen über den Begriff „Centralgneiss". Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanst. 1872. No. 12. p. 251.

Granite, Granitgneisse, Schuppen- und Flasergneisse, Schiefergneisse, Schnüre und Flasergneisse, porphyrartige Augen- und Knotengneisse erscheinen im Zillerthaler Centralstock als Glieder eines ganzen Complexes." Bis zu einem gewissen Grade gilt das auch von den Gneissen und Granitgneissen im Tuxer Kamme, wo das Auftreten dynamometamorpher massiger Gesteine höchst wahrscheinlich ebenfalls zu erweisen sein wird, soweit meine jetzigen Begehungen schon ein Urtheil erlauben.

Nach Beendigung dieser noch fortzusetzenden Untersuchungen wird auch die Gelegenheit gegeben sein, auf die neuesten Angaben von Rothpletz[1] einzugehen.

Es mag hier nur so viel darüber bemerkt sein, dass das Auftreten von Granitgängen und Granitstöcken im Gneiss der Tscheichalpe, das wie von Rothpletz so auch vom Verfasser mehrfach beobachtet wurde, geeignet ist, bei genauerer Durchforschung der Grenze von Gneiss und Schieferhülle über die Genese des Gneisses wichtige Anhaltspunkte zu liefern. Der Wechsel von Granit mit Gneiss, der zunehmende schieferige Charakter der Gneissgesteine gegen die Schieferhülle scheinen auf ähnliche Verhältnisse hinzudeuten, wie sie neuerdings Löwl von den Rieserferner beschrieben hat[2].

b) Gesteinsbeschaffenheit.

Ihrer makroskopischen Beschaffenheit nach sehen die Granitporphyre einem grobkörnigen Augengneisse sehr ähnlich. In Handstücken, welche nicht besonders grosse Feldspathkrystalle enthalten, tritt diese Ähnlichkeit viel stärker hervor als bei der Betrachtung einer grösseren Gesteinsfläche an der Griesscharte selbst, wo dann vor allem die riesigen Feldspathkrystalle ins Auge fallen und, da sie richtungslos angeordnet erscheinen, das Bild einer porphyrisch-körnigen Structur im Grossen hervorrufen, wie sie in der gleichen Art ein porphyrischer Granit im Kleinen zeigt. Von den Dimensionen der einzelnen Componenten dieser Structur im Grossen kann man sich einen Begriff machen, wenn man sich das Bild ver-

[1] Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. p. 142 ff.

[2] Löwl, Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. Petermann's Geogr. Mittheilungen. 1893. Bd. XXXIX. p. 73, 112.

gegenwärtigt, welches die handgrossen Feldspathe in ihrer scheinbar regellosen Vertheilung machen müssen innerhalb eines sonst in durchweg viel kleineren Dimensionen sich haltenden Gesteinsgemenges. Es wurden Feldspathdurchschnitte beobachtet, welche 10 cm lang waren und wo solche in grosser Zahl und dicht gedrängt auftreten, ist die Structur im Grossen die eines körnigen, richtungslosen Gemenges eines Eruptivgesteines. Auch im Handstück tritt auf jedem senkrecht zur Schieferung geführten Schnitte der richtungslose Charakter hervor. Die grossen Feldspatheinsprenglinge bilden entweder isometrische oder nach einer Richtung langgestreckte Formen mit Umrissen, deren Unregelmässigkeit Zeugniss über die vor sich gegangenen mechanischen Vorgänge ablegt. Die Ausbildung der Feldspathe (Orthoklase) ist wohl allgemein etwas tafelförmig nach $\infty P\breve{\infty}$ (M); Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetze sind sehr häufig. Folgende Flächen konnten beobachtet werden: P (001), M (010), l (110), x ($\bar{1}$01) und n (021); die Karlsbader Zwillinge sind häufig leicht an den Durchschnitten zu erkennen, selbst wenn die äussere Begrenzung keine krystallographischen Elemente mehr zeigt. Es muss indessen immer auffallend bleiben, dass selbst in Gesteinshandstücken, in welchen die Streckungsphänomene ausserordentlich deutlich ausgeprägt sind, die grossen Orthoklase ihre Form oft mehr oder weniger unverändert erhalten konnten. In Querschnitten zur Streckung ist dies fast durchgängig der Fall, während man in den der Streckung parallel laufenden Ebenen ebensowohl noch krystallographische Umgrenzung wie starke Deformation beobachten kann. Im ersteren Falle schliessen sich direct an die Begrenzungselemente in der Streckung die sogenannten todten Räume an, die in einem Falle mit ihrer Spitze bis 2,5 cm weit reichten und mit etwas gebogenen, unter der Lupe deutlichen körnigen Aggregaten von Quarz und Feldspath erfüllt sind. In der Grundmasse des Gesteines ist sehr reichlich Biotit in parallelen Ebenen angeordnet, die um die Einsprenglinge herum ausbiegen und sich hinter den conischen Räumen wieder zusammenschliessen; aber in den letzteren selbst fehlt der Biotitgehalt oder tritt wenigstens sehr in den Hintergrund. Wo die krystallographische Umgrenzung der Orthoklase in der Streckungsrichtung

fehlt, entstehen die verschiedenartigsten Endigungen der einzelnen Individuen; entweder ist eine lang ausgezogene Spitze vorhanden, welche zum Theil durch die secundäre Ausfüllung des todten Raumes, zum Theil durch Bruchstücke und Fragmente des Orthoklases gebildet wird; beide gehen so direct in einander über, dass es unmöglich ist, zu bestimmen, wo der Orthoklas aufhört und der todte Raum beginnt; in manchen Fällen geht das so weit, dass überhaupt nur ein langgestrecktes Aggregat von Körnern des ursprünglichen Orthoklases und secundären Neubildungen vorhanden ist. Zwischen diesen beiden Extremen sind alle Zwischenstufen vorhanden, von denen das Stadium besonders gerne auftritt, dass die Orthoklasenden in der Streckungsrichtung förmlich ausgeflasert erscheinen, oder zwei und mehrere spitze Endigungen zeigen. Wo mehrere grosse Einsprenglinge sich in der Streckungsrichtung direct folgen, kommt es zur Verschmelzung der Körneranhäufungen hinter denselben, und es entstehen die langgestreckten Quarz-Feldspath-Zonen, welche in so ausgezeichneter Weise die Gneissstructur im Gesteine im Verein mit der parallelen Anordnung der Glimmer zum Ausdruck bringen.

Es würde zu weit führen, alle die Details der entstehenden Structurformen hier anzuführen, um so mehr, als sie dieselben sind, welche von den verschiedensten Typen dynamisch veränderter Gesteine des Ausführlichen beschrieben wurden. Im Gegensatze aber zu anderen dynamometamorphen Eruptivgesteinen soll der Umstand betont werden, dass hier auch die Feldspathe in hervorragender Weise an denselben Umformungen Theil genommen haben, die sonst in erster Linie von den Quarzen zu beschreiben waren. Die „geschwänzten Quarze“ sind eine typische Erscheinung gestreckter porphyrischer Eruptivgesteine, während den Feldspathen immer in höherem Grade noch eine idiomorphe Gestalt zukam. Hier sind die sonst dem Quarz zukommenden Eigenschaften der mechanischen Veränderung auf die grossen Orthoklaseinsprenglinge übergegangen und der Quarz selbst ist, wenigstens soweit die ehemaligen Einsprenglinge in Betracht kommen, in seiner Individualität überhaupt aufgelöst.

Doch ehe die ehemaligen Quarzeinsprenglinge beschrieben

werden sollen, lohnt es sich, noch einige Erscheinungen zu betrachten, welche die grossen Orthoklase bieten und welche geeignet sind, das mikroskopische Bild wesentlich zu ergänzen.

Ausser der Spaltbarkeit nach P und der weniger vollkommenen nach M sieht man grobe, unter sich parallele Absonderungsflächen in einer zur Streckungsebene annähernd senkrechten Richtung durch die Orthoklase verlaufen, und zwar gänzlich unbeeinflusst von deren krystallographischer Orientirung oder Lage im Gesteine. Am besten kommt die gänzliche Unabhängigkeit dieser Risse von den krystallographischen und Elasticitätsconstanten an den Karlsbader Zwillingen zum Ausdruck.

An einem Feldspathindividuum, das etwas schief gegen die M-Flächen (fast $\perp$) angeschnitten ist, zeigt sich, dass von dem Karlsbader Zwilling die rechte Hälfte normale, im Bilde nach unten einfallende Spaltflächen nach 0P besitzt. Auf der linken Seite aber ist die Spaltbarkeit nach 0P kaum mehr wahrzunehmen, da sie fast ganz mit anderen Spaltrissen zusammenfallen, die durch beide Krystallindividuen in gleicher Richtung durchgehen und schief auf der Fläche $\infty P \infty$ stehen.

Andererseits beobachtet man an polirten Flächen häufig ganz unregelmässige, die grossen Orthoklase durchsetzende Zonen von zuckerkörniger Structur, die sich schon unter der Lupe als ein körniges Aggregat zu erkennen geben und sich auch durch ihre etwas röthliche Farbe gegen das Weiss der Orthoklasmasse abheben. Während Einschlüsse von Biotitblättchen durchaus häufig und regellos vertheilt in den Orthoklasen auftreten, sind sie diesen Riss- und Trümmerzonen fast ganz fremd.

Es mag schon hier, weil mit den grossen Orthoklasen genetisch im Zusammenhang, hervorgehoben werden, dass der Muscovit, welcher sonst nur spärlich im Gesteine auftritt, überall da reichlich entwickelt ist, wo die Grundmasse um die grossen Orthoklase herum gebogen ist, wo nicht nur in der Anordnung der Biotitflasern, sondern auch in der abgekanteten Umrissform der Feldspathe die gewaltsame mechanische Gleitbewegung und die sie begleitenden Reibungs- und Zertrümmerungserscheinungen unverkennbar zum Ausdruck kommen. Es scheint, als hätte die Natur, um einerseits eine

leichtere Beweglichkeit der festen Gesteinsmasse in sich hervorzubringen, andererseits aber auch, um die grossen Einsprenglinge vor gänzlicher Zerstörung zu bewahren, diese letzteren mit einem schützenden Glimmermantel umgeben, der sowohl die nöthige Gleitung ermöglichte als auch im Stande war, einen gewissen Widerstand zu leisten, der deutlich da im mikroskopischen Bilde zum Ausdruck kommt, wo die ehemalige Umgrenzung des Orthoklases nur noch durch die Muscovitzone bezeichnet wird, während der äussere Theil des Orthoklases nur noch als Triturationszone erscheint. Es ist keinem Zweifel unterworfen, dass hier die Muscovitbildung erst secundär aus dem Feldspathe entstand, wie sich in anderen Fällen Sericit bildete; in der Grundmasse ist diese secundäre Glimmerbildung nicht nachweisbar geworden; er ist dort primär, soweit nicht von einem Orthoklase abgerissene und abgedrängte Muscovittheilchen vorliegen.

Nach Quarzeinsprenglingen sucht man vergebens im Gesteine, wenn man von diesen idiomorphe Form oder einheitliche Gestalt verlangt; nur das mikroskopische Verhalten der makroskopischen, langgestreckten, fettglänzenden, häufig gebogenen und zuweilen noch in Querschnitten zur Streckung etwas isometrischen Quarzaggregate zeigt, dass sie die Quarzeinsprenglinge repräsentiren, und zwar in der Form, die ihnen die mechanische Beeinflussung des Gesteines gegeben hat.

Das eine ist auch hier unverkennbar, dass die grossen Feldspathe immer die Widerstände bildeten, um welche die Quarze gebogen oder zwischen welchen sie zermalmt und in lange Körneraggregate aufgelöst wurden, deren Zwischenräume sich secundär mit Neubildungen füllten.

An angeschliffenen Flächen ist man in der Lage zu erkennen, wie man sich den Bildungsmodus der jetzigen blassröthlichen zuckerkörnigen Quarzlinsen und Quarzschlieren vorzustellen hat. Auf dem Querschnitte erscheinen sie meist rund oder wenigstens angenähert isometrisch, so dass sie körperlich mehr oder weniger langgestreckte Spindeln bilden. Die kürzeren derselben zeigen die Verhältnisse, welche ein zerdrücktes Korn bieten muss, bei anderen ist noch eine Auseinanderzerrung der einzelnen Theilchen dazu gekommen; wo

zufällig mehrere hinter einander lagen, was übrigens nicht besonders häufig eintritt, flossen die Körneraggregate in einander und bilden jetzt langgestreckte Quarzlagen.

Für die Beurtheilung der Entstehung der Quarzkörneraggregate giebt auch der Biotit der Gesteinsgrundmasse ein wichtiges Moment ab, indem derselbe den relativ wenig gestreckten, noch compacten Quarzaggregaten ganz und gar fehlt, dagegen in deren lang auseinander gezerrten Theilen sich einzustellen beginnt, indem am Ende der spindelförmigen Quarzkörper naturgemäss eine Vermengung mit Grundmassenbestandtheilen eintreten musste.

Jede andere Erklärungsart dieser Gesteinsstructur, die nicht auf mechanische Veränderungen zurückgreift, dürfte in diesem Umstande schwer zu beseitigende Hindernisse finden; dieses constante und nach der mechanischen Theorie unbedingt nothwendige Verhalten der Gesteinsgrundmasse und im Speciellen ihres Biotites, das sich noch prägnanter in der mikroskopischen Beschaffenheit des Gesteines zeigt, geht auch makroskopisch so weit, dass z. B. in den zur Beobachtung geeignetsten Schnitten parallel der Streckung alle helleren Partien, die sich von der gleichmässig mit Biotit durchsetzten Gesteinsgrundmasse abheben, ähnlich wie in einem Gneisse glimmerreichere und glimmerarme oder -leere Lagen wechseln, sich in genügend grossen Handstücken immer entweder auf langgestreckte todte Räume hinter Einsprenglingen, oder fast ganz zerstörte langgezogene Feldspath- oder Quarzbildungen mit Sicherheit zurückführen lassen; in Folge davon bilden die biotitarmen Partien im Gesteine auch keine continuirlichen Lagen, sondern zeigen alle Eigenschaften, welche auf einen mechanischen Process hinweisen: Es sind immer Räume, welche nach der Gesteinsverfestigung entstanden, nur durch secundäre Neubildungen zwischen den auseinandergerissenen Einsprenglingstrümmern oder in den durch die Starrheit des Gesteines bedingten Lücken ausgefüllt sind; naturgemäss muss dabei dann der Biotit fehlen.

Weitere besondere Bemerkungen sind über den makroskopischen Charakter der Grundmasse nicht anzufügen.

c) Mikroskopische Beschaffenheit.

Die schon bei makroskopischer Betrachtung auftretenden Deformationsphänomene des Gesteines werden durch das mikroskopische Bild der grossen Orthoklaseinsprenglinge, der Quarze und der Verhältnisse der Gesteinsgrundmasse noch bedeutend vervollständigt und durch theilweise neue Phänomene ergänzt.

Es mag hier vorausgeschickt werden, dass, wenn im Gegensatze zu den grossen Einsprenglingen von Orthoklas und Quarz von einer Grundmasse im Folgenden gesprochen wird, diese Bezeichnung sich nur auf die durch die Wiederholung der Feldspath- und Quarzbildung bedingte Annäherung an porphyrische Structurformen bezieht und besonders zum Unterschiede dient gegen die erst unter dynamischen Einflüssen entstandenen, der Grundmasse des Gesteines nach Korngrösse und Zusammensetzung sehr ähnlichen Anhäufungen von klastischen Körnern von Quarz und Feldspath, sowie von neugebildeten Plagioklas- und Quarzkörnern.

Es werden demnach im Folgenden die grossen porphyrischen Einsprenglinge von Quarz und Feldspath gegenüber allen anderen Erstarrungsproducten des Gesteinsmagmas von den ältesten Ausscheidungen an bis herab zu der zweiten Bildung von Quarz und saurem Plagioklas, die als Grundmasse bezeichnet werden, auf der einen, und sämmtliche Neubildungen und mechanischen Trümmerzonen auf der anderen Seite betrachtet. Die Triturationszonen sowohl, wie die Neubildungen auf entstandenen Rissen sowie in den todten Räumen hinter den grossen Orthoklaseinsprenglingen sind der Structur nach den Erzeugnissen der letzten Erstarrungsperiode des Gesteines so ähnlich, dass diese letzteren nur durch ihren Gehalt an älteren Erstarrungsproducten, wie Biotit und Titanit, sowie das Fehlen der mikropegmatitischen Verwachsungen kenntlich werden.

Bei einer Anordnung der Gemengtheile nach ihrer relativen Menge würde sich die folgende Reihe ergeben: Orthoklas (Mikroklin), Quarz, Biotit, Plagioklas, Muscovit, sodann die accessorischen Gemengtheile (Titanit, Zoisit, Granat, Orthit, Zirkon, Apatit, Erze).

Die Reihenfolge der Ausscheidungen war bei der Erstarrung des Gesteines folgende. Auf die Bildung der ältesten

Erstarrungsproducte, wie Erze, Zirkon, Titanit, Apatit, folgten die Biotit- und Muscovitausscheidungen, die sich alle auch als Einschlüsse in den darauf entstandenen grossen Orthoklaskrystallen finden; nach der Auskrystallisation der Quarzeinsprenglinge erstarrte der Rest des Magmas als ein regel- und richtungsloses Gemenge von saurem Plagioklas und Quarz.

Durch Neubildung sind entstanden: zum Theil der Muscovit aus Orthoklas und Mikroklin, ferner der Zoisit aus dem als Orthit bezeichneten Minerale. Die kleinen idiomorphen Körner des Granates sind vielleicht secundär unter den dynamischen Einflüssen entstanden; sicher nachweisbar ist das aber ebensowenig wie der primäre Ursprung des Malakolithes; die Umstände, unter denen aber diese beiden Mineralien auftreten, sprechen für die erwähnten Annahmen.

Eine derartige Mineralconstitution und ihr nachstehend zu beschreibender Structurverband sind als dynamometamorphe Facies von Graniten und granitischen Ganggesteinen schon mehrfach beobachtet worden.

In Folge der Wiederkehr einer Quarz- und Feldspathbildung nach Ausscheidung der grossen Quarz- und Orthoklaseinsprenglinge ist das Gestein zu den Granitporphyren zu rechnen; auch das geologische Auftreten spricht dafür. Die charakteristischen Eigenschaften der Granitporphyre, dass in ihrer Grundmasse der Feldspath überwiegt und gestreifte Plagioklase selten sind, treffen auch hier zu.

Selbst wenn man den dynamischen Formveränderungen der Grundmassenbestandtheile einen sehr grossen Einfluss auf die Gestalt der einzelnen Quarz- und Feldspathindividuen zuschreiben will, so dürfte es doch als das Wahrscheinlichste anzusehen sein, dass der ursprüngliche Grundmassencharakter der eines regellos körnigen Gemenges von allotriomorphem Quarz und saurem Plagioklas war, also dem zweiten der von Rosenbusch unterschiedenen Structurtypen der Granitporphyre entsprach.

Q u a r z e i n s p r e n g l i n g e von krystallographischer Umgrenzung sind nirgends vorhanden; makroskopisch sieht man zuckerkörnige, mehr oder weniger unregelmässig gebogene und begrenzte Körner und langgestreckte Schmitzen, welche nur von Quarz gebildet sind und die Rolle von Einspreng-

lingen spielen, aus denen sie auch zweifellos entstanden sind. Im mikroskopischen Bilde wird man sich aber vergebens nach einem einheitlichen krystallographisch begrenzten Quarzindividuum selbst bei noch so kleinen Dimensionen umsehen.

Wie schon der makroskopische Eindruck der Quarze der eines durchaus körnigen Aggregates war, so zeigt sich unter dem Mikroskope eine ausserordentlich weitgehende Zertrümmerung und Auflösung in einzelne Felder an Stelle eines Quarzeinsprenglinges, und die zahllosen parallelen Rissbündel, die durchaus gesetzlosen, scharfkantigen Umgrenzungen im Vereine mit den starken optischen Störungen jedes einzelnen Kornes lassen keinen Zweifel über die klastische Entstehung der Körneraggregate.

Es wären alle die Beschreibungen zu wiederholen, welche über die mit der mechanischen Deformation der Quarzeinsprenglinge zusammenhängenden Erscheinungen gegeben worden sind, wollte man versuchen, die grosse Mannigfaltigkeit des hier sich bietenden Bildes darzustellen; es mögen als besonders charakteristisch und für die hier vertretene Auffassung beweisend nur folgende Punkte angeführt sein.

Während die Körneranhäufungen der Grundmasse durch ein sich zu etwa gleichen Theilen aus Quarz und Feldspath mit etwas zurücktretendem Glimmergehalt zusammengesetztes Gemenge gebildet werden, bestehen die aus zerstörten Quarzen hervorgegangenen Trümmer lediglich aus Quarzfragmenten, die ihrer Grösse nach sehr erheblich differiren; der mangelnden Spaltbarkeit entsprechend kommen häufig gebogene Risse vor, wenn schon dieselben auch häufig in annähernd parallelen Zonen verlaufen und unabhängig von der krystallographischen Orientirung durch mehrere Körner fortsetzen und eine ausserordentlich feine Zerlegung derselben bewirken.

Verhältnissmässig selten kann man beobachten, dass die Grundmassenbestandtheile quer durch eine solche Quarzkörnermasse hindurchsetzen, wie dies bei den Feldspathen so häufig vorkommt; es mag dies daran liegen, dass es viel schwieriger ist, in einem Aggregat von Quarzkörnern jeder Grösse derartige ebenfalls durch Körner erfüllte Risse zu erkennen, während in den Feldspathen deren optische Individualität die Unterscheidung ermöglicht. Übrigens giebt auch in jenen

ersteren Fällen der Biotitgehalt der Grundmasse ein Unterscheidungsmittel, da nur vereinzelt zuweilen ein kleines Biotitschüppchen zwischen die Trümmer eines Quarzeinsprenglinges gerathen ist.

In einem senkrecht zur Schieferung geführten Schliffe war in den bei gekreuzten Nicols dunkel bleibenden Quarzkörnern, die demnach durch den Schliff senkrecht zu ihrer Hauptaxe getroffen waren, keine Störung des Axenbildes wahrzunehmen.

In den parallel zur Streckung orientirten Schliffen erkennt man die Aneinanderreihung der Quarztrümmermassen zu mehr oder weniger langgestreckten Aggregaten bei geringer Breite derselben und an den beiderseitigen Enden eine Auflösung und einen Übergang zur Grundmasse, von der die einzelnen Bestandtheile des ehemaligen Quarzindividuums nicht mehr unterschieden werden können.

Einschlüsse von Flüssigkeiten sowohl wie von zahlreichen Zirkonen und Erzpartikelchen gehören in den Quarzkörnern durchaus nicht zu den Seltenheiten; man vermisst aber eine reihenweise Anordnung der Einschlüsse und ein Fortsetzen derselben in der gleichen Richtung, wie dies besonders mit Bezugnahme auf deren Zusammenhang mit den Rissen erst vor Kurzem von Mügge[1] bei der Besprechung der geschieferten Quarzkeratophyre aus Westfalen betont wurde.

Bemerkenswerth ist die Anordnung bestimmter Risse, welche die Quarzkörneraggregate durchsetzen; dieselben laufen weder parallel zur Streckungsebene noch senkrecht zu derselben, sondern in verschiedener Neigung gegen die Normalenrichtung. Die Streckungsrichtung ist durch die parallele Anordnung der Biotitschuppen, sowie durch den in die Augen springenden Umstand, dass meist auch die einzelnen Quarzkörner einen längeren Durchmesser nach dieser Richtung hin besitzen, genügend charakterisirt; in ein und demselben Schliffe sind dann die meisten Risse gleichmässig orientirt, wobei allerdings auch die Richtung parallel zur Streckung

[1] Mügge, Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen etc. Dies. Jahrb. 1893. Beil.-Bd. VIII. p. 563.



ebenfalls durch ihr parallele Risssysteme ausgezeichnet ist. Es ist überraschend, in einem derartigen Haufwerk von Körnern, deren Begrenzungslinien in der grössten Unregelmässigkeit nach allen Richtungen laufen, noch solche besondere, bevorzugte Risssysteme unterscheiden zu können. Dass diese Risse nicht noch nachträglich, etwa beim Schleifen entstanden sind, wird dadurch bewiesen, dass sich meist auf ihnen mehr oder weniger zarte Überzüge von Eisenhydroxyd befinden, welche zu einem maschigen Gewebe, den Rissen entsprechend, verbunden sind.

Zwischen den Trümmern der Quarzeinsprenglinge blieben in Folge der Verschiebung der einzelnen Theile aneinander und deren unregelmässiger eckiger Umgrenzung auch Zwischenräume, wie in einem regellosen Haufen von Bausteinen, und diese sind secundär durch braune Eisenhydroxydtheilchen ausgefüllt, welche in ihren Umrissen den unregelmässigen, freigebliebenen Räumen entsprechen; auch in einzelnen ganz feinen Rissen im Feldspath befinden sich zuweilen solche Eisenhydroxydausfüllungen; in kleineren Mengen sind sie in den Triturationszonen und Körneranhäufungen immer vorhanden, während sie der eigentlichen Erstarrungsmasse des Gesteines fast ganz fehlen; wo aber secundäre Neubildungen auftreten, wird man sie nie vermissen; ein Theil des Eisens scheint aus den Biotiten zu stammen.

Die grossen Feldspathkrystalle zeigen die folgende mikroskopische Beschaffenheit. Auf den Schliffen nach P ist in der stark undulös auslöschenden Feldspathmasse, deren Auslöschungsschiefe zu den Spaltrissen nach M = 0° ist und die demnach dem Orthoklas zugehört, überall eine äusserst feine, versteckte Mikroklinlamellirung vorhanden, die aber nur in einzelnen der nach P orientirten Schliffen und in diesen oft auch nur an bestimmten Stellen stärker hervortritt, nie aber gleichmässig über das ganze Gesichtsfeld verbreitet ist. Infolge dieses Umstandes sowohl, sowie der ausserordentlichen Zartheit der einzelnen Lamellen gelingt es nur schwer, die Auslöschungsschiefen derselben zu bestimmen. In einigen der Lamellen, die entsprechend dem Albitgesetz mit der Zwillingsgrenze parallel zur Trace von M auf P verwachsen sind, beträgt die Auslöschungsschiefe etwas über 15°,

ist jedoch nicht nach beiden Seiten hin von der Zwillingsnaht symmetrisch.

Abgesehen von unregelmässigen eingestreuten Feldspathkörnern kommen auch gleichzeitig und gesetzmässig auslöschende eines höher lichtbrechenden Feldspathes vor, dessen Auslöschungsschiefe zur Trace von M $+ 4^0$ beträgt und der dem Albit angehört. Zwillingslamellirung kommt in ihm seltener vor. Derartige Verwachsungen sind im Mikroklin anderer Fundorte nicht selten, sind aber hier nicht besonders reichlich.

Wie auch auf den anderen orientirten Schliffen, so kommen auch hier auf unregelmässigen Linien hinter einander angeordnete Feldspathkörner von unregelmässiger Gestalt aber gleichzeitiger Auslöschung vor, welche zum Theil schon einer rohen pegmatitischen Verwachsung anzugehören scheinen.

Die Mikroklin-Zwillingslamellirung tritt in einzelnen Zonen, welche quer durch den Schliff gehen, deutlicher hervor, während sie direct daneben nur sehr verschwommen vorhanden ist. Speciell in der Nähe von eingelagerten Körnern der Albit- oder der klastischen Zonen ist die Gitterstructur deutlicher als in den anderen Theilen des Feldspathindividuums.

Es bedarf kaum der Erwähnung, dass die Zonen mit klastischen Körnern von Quarz, Feldspath und geringem Biotitgehalt mit wechselnder Breite ebensowohl in diesen Schliffen nach P vorkommen, wie in denjenigen nach M, wo sie des Ausführlichen beschrieben werden. Sie zeigen auch hier als Charakteristicum die gänzliche Regellosigkeit sowohl nach Gestalt, wie Vertheilung und Verzweigung, die Unabhängigkeit von irgendwelchen Elasticitätsconstanten des Wirthes und starke Störungen im optischen Verhalten der einzelnen Körner (Taf. XV Fig. 1).

Zuweilen scheint es, als wären die Glimmerblättchen in ihren Längsaxen nach einer Richtung hin innerhalb der Zonen angeordnet, ohne dass sich jedoch eine bestimmte Beziehung dieser Richtung zum Feldspathindividuum erkennen liesse.

Die Spaltrisse nach M sind nur sehr wenig deutlich und es bedarf schon sehr dünner Präparate, um sie zum Hervortreten zu bringen.

Die Risse der Absonderungsflächen, welche der Fläche k (100, $\infty P \bar{\infty}$) entsprechen, sind verhältnissmässig viel häufiger,

aber an ihrer wenig scharfen und oft unterbrochenen Erstreckung leicht kenntlich.

Die Albit-Interpositionen sind häufig nach dieser Richtung hin lang gestreckt und hinter einander angereiht, wobei sie jedoch häufig aus einer Ebene in eine daneben liegende, parallele Ebene überspringen.

In einzelnen der Schliffe ist von einer Gitterung durch die Zwillingsstreifung kaum mehr etwas wahrzunehmen, und nur die stark undulöse Auslöschung und ein streifiger Habitus können als letzte Spuren einer solchen aufgefasst werden, wenn es selbst mit den stärksten Systemen nicht mehr gelingt, dieselben aufzulösen.

Mitten in den Feldspathmassen eingeschlossen finden sich ausser ganz spärlichen Blättchen von primärem Biotit, Muscovit und Zirkon auch Reste jenes Minerales, durch dessen Zersetzung der Zoisit entsteht; es konnte in einem Falle ein noch wohl kenntlicher Rest jenes fraglichen Minerales, umgeben von einem Hof von Zoisitkörnern und etwas Biotit, beobachtet werden. Jenes als Orthit gedeutete Mineral, das zu den ersten Ausscheidungen des Gesteinsmagmas gehört, wurde während des Wachsthums der grossen Orthoklaskrystalle von der Feldspathmasse umschlossen und erst später trat die Zoisitbildung ein.

Die Schliffe nach M zeigen folgende Erscheinungen: Ausser den scharfen geraden Spaltrissen nach P tritt noch eine Absonderung auf, die durch längere, aber unregelmässigere Risse charakterisirt ist, die einen Winkel von 60° mit den Spaltrissen nach 0P bilden und einer Absonderung nach $\infty P\bar{\infty}$ zu entsprechen scheinen, die auch makroskopisch beobachtet wurde; sie tritt nur zuweilen hervor und war auf Schliffen nach P nicht immer zu beobachten.

Die Auslöschungsschiefe beträgt +5° und ist auch zuweilen etwas grösser bis fast 6°; eine positive Bisectrix tritt im convergenten Lichte aus.

Längs der Spaltrisse nach P kommen unregelmässige Einlagerungen von Körnern eines stärker doppelbrechenden Feldspathes vor, die stellenweise zum grossen Theile, aber nicht alle gleichzeitig auslöschen; es geht daraus hervor, dass nicht alle gesetzmässige Verwachsungen sind, sondern dass

sie zum Theil als unregelmässige Einlagerungen anzusehen sind. Irgendwelche Zwillingslamellirung ist weder in den umschliessenden, noch umschlossenen Feldspaththeilen wahrzunehmen. Dagegen ist undulöse Auslöschung sehr verbreitet sowohl in den einzelnen eingeschlossenen Körnern wie deren Anhäufungen, die ohne alle erkennbare Gesetzmässigkeit in den grossen Feldspathindividuen eingebettet liegen.

Die makroskopisch scheinbar homogenen und einheitlichen Feldspathindividuen, die auch unter dem Mikroskope im einfachen Lichte sich gegenüber der durch zahlreiche Biotite und ältere Ausscheidungen charakterisirten feinkörnigen Grundmasse durch nur gelegentliche Einschlüsse älterer Bestandtheile in scheinbar homogener Feldspathmasse auszeichnen, bieten im polarisirten Lichte das äusserst complexe Bild eines Mosaiks, das theils aus Resten des Einsprenglings, aus Einlagerungen in demselben und aus Neubildungen besteht (Taf. XV Fig. 1, 2). Von noch grösseren Bruchstücken des Feldspathes mit breiten körnererfüllten Rissen sind alle Übergänge vorhanden bis zu einem gleichmässigen Körneraggregat, das mit der Grundmasse zu verwechseln wäre, würden ihm nicht die charakteristischen Bestandtheile der letzteren fehlen. Zu diesen gehört in erster Linie der immer vorhandene Biotit, sei es, dass derselbe nun aus zerfaserten Biotiteinsprenglingen hervorgegangen ist, oder dass eine zweite Biotitgeneration während der Grundmassenbildung selbst zur Ausscheidung gelangte, was wahrscheinlich zu sein scheint, wofür aber entscheidende Kriterien nicht aufzufinden waren.

Die einzelnen Körner und Körneranhäufungen sind nur kleinere Theile von grossen breiten Zonen von Körneranhäufungen, welche ohne jede Gesetzmässigkeit nach allen Richtungen hin in wechselnder Breite und Stärke die grossen Feldspäthe durchziehen; oft sind sie so breit und massenhaft angehäuft, dass der Zusammenhang des Feldspathindividuums an der gleichzeitigen Auslöschung seiner einzelnen getrennten Theile im Gesichtsfelde kaum mehr zu erkennen ist, und es nur bei sehr schwachen Vergrösserungen gelingt, die wahre Natur dieser Anhäufungen als Riss-Zonen der grossen Feldspathindividuen zu erkennen, während sie bei stärkeren Ver-

grösserungen ganz den Eindruck einer allotriomorph-körnigen, holokrystallinen Grundmasse machen.

Diese Zonen gehören zu den interessantesten Erscheinungen der Feldspäthe und bieten Verhältnisse, deren Erklärung für die Entstehung dieser Gesteine von Wichtigkeit werden dürfte (Taf. XV Fig. 1, 2).

Eine etwas ausführlichere Beschreibung dürfte daher an dieser Stelle am Platze sein.

Die Begrenzung dieser Zonen nach aussen hin ist eine durchaus unregelmässige; es sind nie Spaltflächen oder krystallographische Ebenen des Feldspathes, welche dieselben bestimmen, sondern an den einzelnen bald mehr, bald weniger weit vorspringenden Körnern stösst die gleichmässig auslöschende Masse des grossen Orthoklas- oder Mikroklinindividuums, das hier der Einfachheit halber den Namen „des Wirthes“ tragen soll, ab, und die Grenzen der einzelnen Körner sind nie durch krystallographische Flächen bedingt, sondern scheinen ganz klastisch zu sein. Die Abbildung Taf. XV Fig. 1 zeigt diese Verhältnisse. Sehr häufig sind es Körner mit granophyrischen Verwachsungserscheinungen zwischen Quarz und Feldspath, welche an der Grenze der Körner-Zone und des Wirthes liegen, während sie in der Mitte der ersteren seltener sind (Taf. XVI Fig. 1). Von den grossen breiteren Zonen gehen schmalere Abzweigungen in ganz unregelmässigem Verlaufe zwischen die Theile des Wirthes, dünnen immer mehr aus, bis zuletzt nur noch einige ohne Zusammenhang befindliche Körner die letzten Ausläufer bilden. Auch hier ist keine krystallographische Beziehung erkennbar und die Ausläufer sind nicht zu verwechseln mit den oben erwähnten Körneranhäufungen längs der Spaltrisse nach P.

Was die Bestandtheile des Gemenges anbelangt, so kommt ausser Quarz und Feldspath, die in den randlichen Theilen häufig sehr schöne mikropegmatitische Verwachsungen zeigen, nur selten Biotit in unregelmässigen, zerfetzten Schuppen nie mit krystallographischer Begrenzung vor.

Wie die Begrenzung sämmtlicher Körner des Gemenges immer eine rein klastische ist, so zeigt auch die Auslöschung die grössten Unregelmässigkeiten, die so weit gehen, dass optisch ungestörte Krystallindividuen überhaupt fast nicht

vorkommen. Wenn zuweilen mehrere Körner von Quarz hinter einander gleichmässig und gleichzeitig auslöschen, so zeigt eine geringe Drehung des Tisches des Mikroskops sofort den Zerfall jedes einzelnen derselben in eine grosse Anzahl sich optisch verschieden verhaltender Felder in derselben Weise, wie diese Erscheinung an den gestreckten Quarzen der Quarzporphyre von Thal in ausgezeichneter Schönheit auftritt.

Ebenso wie der Quarz erscheint auch der Biotit nie in idiomorpher Gestalt; unregelmässig ausgezackte und zerrissene Schuppen oder langgestreckte, gebogene, oft in ihrem Zusammenhang unterbrochene Leisten sind die Reste der einst vorhandenen Krystalle. Die Fasern sind meist parallel und hinter einander angeordnet und erzeugen dadurch den schieferigen Charakter des Gesteines. Gerne sind besonders reiche Anhäufungen von Zirkon und anderen ältesten Ausscheidungen in der Nähe der stärkeren Biotitflasern; aber Zersetzungsproducte des Glimmers sind nicht vorhanden. Der Biotit zeigt einen kräftigen Pleochroismus, wird meist braun und braungrün durchsichtig und zeigt starke Absorption der parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahlen. Die Zerflaserung und die mechanischen Verbiegungen und das Ausweichen des Glimmers um die Körner von Quarz und Feldspath erreicht sehr grosse Beträge; die ursprünglich ausgeschiedenen Glimmereinsprenglinge müssen ziemlich grosse Dimensionen erreicht haben, wenn man aus dem Grade ihrer mechanischen Zerstörung einen Schluss auf jene ziehen kann.

Der Muscovit tritt im Schliffe in aneinander gereihten Strähnen von dünnen Leistchen auf, welche in den parallel zur Streckung orientirten Schliffen als schmale lange Leisten erscheinen. Die Doppelbrechung ist sehr stark (—), aber die Lichtbrechung nicht hoch. Die Auslöschung liegt parallel zur Spaltbarkeit, wenigstens sind keine Abweichungen erkennbar, ist indessen ebenfalls wie bei den anderen Gemengtheilen starken Störungen unterworfen. Schon bei der Besprechung der makroskopischen Gesteinsbeschaffenheit ist über das Auftreten und die Anordnung des Muscovites das Nöthige gesagt worden. In den Schliffen sieht man auch Muscovitbildung, die aus den grossen Feldspathkrystallen durch Umwandlung entstanden ist und unregelmässige kleine Blättchen und Nester

in demselben entstehen lässt, besonders an Stellen, wo durch starke Trübung und Bildung von Zersetzungsproducten Veränderungen im Feldspathe sich zeigen. Die geringen Muscovitmengen in den Rissen der Feldspäthe mögen ebenso wie die Muscovite an den Umgrenzungen der Feldspäthe aus diesen selbst secundär durch Umwandlung hervorgegangen sein; es kommt aber auch primärer Muscovit vor, z. B. in Verwachsung mit Biotit oder als Einschluss in Quarzkörnern.

Der Muscovit ist, abgesehen von den Umrandungszonen der grossen Orthoklas- und Mikroklinkrystalle, auch sonst, wenn auch spärlicher, im Gesteine in dünnen Blättchen vorhanden; er scheint älter als der Quarz und Feldspath zu sein, dagegen jünger als die kleinen Granatkörner, zwischen denen er sich sehr häufig findet. Biotitblättchen mit starkem Pleochroismus und Absorption sind zuweilen in Schnitten, welche mehr oder weniger schief zu 0P verlaufen, von farblosen Zonen umrandet, welche keinen Pleochroismus zeigen und auf Verwachsung von Biotit und Muscovit zurückzuführen sein dürften.

Der Titanit ist unter den ältesten Ausscheidungen durchaus nicht selten und tritt in der Form von kleinen, sehr stark licht- und doppelbrechenden Körnern auf; die kleinen in Folge der hohen Lichtbrechung immer mit dunklen Rändern umgebenen Körner sind fast farblos mit einem Strich nach gelbbraun hin durchsichtig und zeigen die Spaltbarkeit nur sehr unvollkommen. Sie treten mit Vorliebe in und um die Biotit- und Muscovitblättchen sowie mit Granat und Zirkon zusammen auf und charakterisiren in dieser Paragenese die ursprüngliche Gesteinsmasse gegenüber den secundären Neubildungen. In den Rissen der Feldspäthe wurden sie nie beobachtet, ebensowenig in den todten Räumen hinter den Einsprenglingen.

Erze treten als schwarze Körner verhältnissmässig selten, meist als Einschlüsse in jüngeren Ausscheidungen auf.

Eisenhydroxyd kommt nur in sehr feiner Vertheilung und gelegentlicher Anreicherung auf Spalten, Rissen und Zwischenräumen von Einsprenglingstrümmern, wie sie beim Quarze zu erwähnen waren, vor, ohne aber für die Zusammensetzung des Gesteines von Wichtigkeit zu werden.

Unter den Neubildungen der Quetschzonen kommt auch ein malakolithartiger Pyroxen vor, der farblos durch-

sichtig wird, keinen Pleochroismus zeigt und mit hypidiomorpher Begrenzung in Körnern auftritt. Die gute Spaltbarkeit, die starke Doppelbrechung und Lichtbrechung bei kaum wahrnehmbarem Pleochroismus der farblosen Krystalle und eine Zwillingsbildung, bei welcher die Zwillingsgrenze die Spaltrisse symmetrisch theilt; ferner die Auslöschungsschiefe, welche in der verticalen Zone mit parallelen Spaltrissen zu 21—30° gemessen wurde, und die parallele Lage der optischen Axenebene zu den Spaltrissen sind mit den optischen Constanten des Malakolithes wohl vereinbar.

Dieses Mineral tritt fast immer in den Quetschzonen auf und ist nie in den neugebildeten Räumen oder Rissen zu finden; es zeichnet sich durch grosse Frische aus, und nur seine Stellung in der Structur lässt auf eine secundäre Entstehung schliessen.

Granat kommt nicht häufig in kleinen, wohlumgrenzten Krystallen vor, welche immer mit Biotit und Titanit, also den ältesten Ausscheidungen zusammen auftreten. Sie sind fast farblos mit einem Schein nach blassrosa oder braun hin. Im polarisirten Lichte sind sie durchaus isotrop und zeigen keine Beeinflussung des Lichtes durch Doppelbrechung oder andere Störungen ihres optischen Verhaltens. Äusserst kleine, fleckige, trübe Einlagerungen kommen zuweilen vor. Nach ihrem Zusammenvorkommen mit den ältesten Ausscheidungen des Gesteines scheint auch ihnen ein primärer Ursprung zuzukommen, während sie sonst in der dynamometamorphen Granitfacies secundär hinzukommen.

Ein stark gefärbtes, braun durchsichtig werdendes Mineral, das ebenfalls zu den ältesten Ausscheidungen des Gesteinsmagmas gehört, kommt nur noch in Resten vor und scheint Orthit ursprünglich gewesen zu sein. Es zeigt in einigen Schnitten, welche die ursprüngliche Begrenzung noch erkennen lassen, eine lange, zuweilen schwach zonar struirte Gestalt; die Axenebene liegt senkrecht zur langen Axe des Längsschnittes; die Querschnitte sind sechsseitig umgrenzt; die Auslöschungsrichtungen stehen aber schief auf den Begrenzungselementen; auf dem leistenförmigen Längsschnitte, der, im Falle, dass wirklich Orthit vorliegt, der Orthodiagonalen entsprechen würde, tritt eine Axe schief im Gesichtsfelde aus.

Der Pleochroismus ist sehr schwach und bei der starken Eigenfarbe schwer wahrnehmbar; Spaltbarkeit war nicht zu beobachten. Nur einige wenige Schnitte erlaubten diese Beobachtungen zu machen; denn meist ist von dem Mineral, das ursprünglich nicht zu selten war, nur eine fleckige, braune Zersetzungsmasse vorhanden, die ringsum von dem neu entstandenen Mineral, das sich als Zoisit charakterisirt, umgeben ist. Die stark lichtbrechenden Körner mit sehr guter Spaltbarkeit nach $\infty P\breve{\infty}$ (010) und weniger stark hervortretenden Spaltrissen nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) zeigen die für den Zoisit charakteristische, äusserst schwache Doppelbrechung. Die optische Axenebene liegt parallel zu den Spaltrissen nach 010; die Auslöschung liegt parallel zu den Spaltrissen. Pleochroismus oder Absorption ist nicht zu beobachten.

Von ganz kleinen Spuren an kommt der Zoisit bis zu ziemlich grossen Körnern vor, die da am häufigsten sind, wo die Spuren der Zersetzung des als Orthit gedeuteten Minerals am unverkennbarsten und häufigsten sind.

Der Zoisit ist in seiner Verbreitung immer abhängig von den Resten dieses Minerales, das zu den ältesten Ausscheidungen des Magmas gehört und aus dessen Zersetzung er hervorgeht. Wo noch Krystallform dieses primären, als Orthit gedeuteten Minerals oder Reste derselben erhalten sind, sieht man überall den Zoisit Umrandungen und Körnerzonen um dasselbe bilden, die in dem Maasse stärker und weiter ausgedehnt werden, je mehr die Zersetzung im primären Mineral vorgeschritten ist; häufig ist dieses letztere schon fast ganz verschwunden, und die Zoisitbildung ist besonders in der Richtung der Gesteinsstreckung schon weiter gewandert vom ursprünglichen Bildungscentrum aus.

Seine Bildung wurde aber nie in den grossen Rissen im Orthoklas bezw. Mikroklin, ebensowenig in den todten Räumen hinter den grossen Einsprenglingen beobachtet.

In Zonen, welche sich als Quetschzonen im Gesteine charakterisiren, kommt auch ein stark licht- und doppelbrechendes Mineral in sehr kleinen, farblosen, idiomorphen Krystallen, und zwar in besonderer Menge in der Nähe der zersetzten Orthite vor, über dessen Natur vorläufig nichts Genaueres angegeben werden kann; es scheint nicht unmög-

lich, dass es sich um ein Cer-Mineral handelt, das als secundäres Zersetzungsproduct aus dem Orthit entstanden ist. Bei der äusserst geringen Grösse der Krystalle waren mikrochemische Untersuchungen nicht auszuführen und eine chemische Untersuchung des nach Behandlung mit Flusssäure unlöslich gebliebenen Rückstandes des Gesteinspulvers ergab aber nach der Untersuchung des Herrn Dr. Dittrich keinen mit Sicherheit nachweisbaren Cer-Gehalt, wobei indessen zu berücksichtigen bleibt, dass nur mit sehr geringen Mengen des Gesteines operirt werden konnte und der Orthit nur spärlich in demselben vorkommt.

Ein gestreifter Plagioklas kommt in vereinzelten Individuen vor ohne idiomorphe Umgrenzung, wie es scheint, als eines der jüngsten Ausscheidungsmineralien des Gesteinsmagmas oder auch, was in anderen Fällen wahrscheinlicher ist, als secundäre Neubildung; seiner Lichtbrechung nach gehört er dem Albit oder Oligoklas an.

Grundmasse. Die Grundmasse besteht aus einem ursprünglich holokrystallin-allotriomorph-körnigen Gemenge von Quarz und Feldspath, das in Folge weitgehender mechanischer Einwirkungen auf die Einsprenglinge zahlreiche, rein klastische Elemente derselben enthält. Ausser Zirkon kommen auch kleinere Biotitstückchen vor, von denen es zweifelhaft ist, ob sie als ursprüngliche Ausscheidungen zweiter Generation der Grundmasse angehören, oder ob sie nur abgerissene Theile grösserer primärer Biotitblättchen sind. Sehr häufig zeigen sich auch Spuren granophyrischer Verwachsungen von Quarz und Feldspath, aber nie in den wurmförmigen Gebilden, welche in den Zapfen der Feldspäthe vorkommen (Taf. XVI Fig. 1, 2). Die Feldspäthe der Grundmasse sind nie idiomorph begrenzt wie die grossen Einsprenglinge; einzelne grössere Körner in derselben sind zuweilen leicht an ihrer Mikroklinlamellirung kenntlich, zeigen aber Umrisse, die es als wahrscheinlich erscheinen lassen, dass sie nur Fragmente grösserer Individuen darstellen. Undulöse Auslöschungen sind die Regel.

Es ist in den einzelnen Fällen sehr schwer zu entscheiden, welche Bestandtheile der Grundmasse als solcher angehören und welche erst aus der randlichen Zertrümmerung der Einsprenglinge von Quarzen und Feldspathen hervorgegangen

sind. Man beobachtet häufig, wie von einem grösseren, durch Mikroklinlamellirung kenntlichen Feldspathfragment einzelne Partien losgelöst sind und schliesslich durch immer weiter gehende Zerreissung ganz den Charakter der Grundmasse-Gemengtheile erhalten, so dass der Schluss nahe liegt, dass auch viele der Körner von Quarz und Feldspath, bei welchen man einen Zusammenhang mit grösseren Einsprenglingen nicht mehr nachweisen kann, aus der totalen Zertrümmerung derselben entstanden sind.

Eine weitere Schwierigkeit erwächst bei der Entscheidung, ob die breiten Körneranhäufungen und Zonen, welche die grösseren Feldspatheinsprenglinge durchsetzen, als Grundmassenbestandtheile oder lediglich als Triturationszonen und Trümmeranhäufungen längs entstandener Risse anzusehen sind. Wo die breiten Risse aus den Feldspathindividuen austreten, beobachtet man des Öfteren, dass die Körner in ihnen, welche als Triturationsmaterial und secundär entstandene Neubildungen aufgefasst werden, grössere Dimensionen haben als das Gemenge der Grundmasse, welches hier, wie auch sonst durch seinen Gehalt an Biotitschüppchen sowie an alten Ausscheidungen, die sich nie in die Risse erstrecken, leicht kenntlich ist.

Nur in ganz schmalen Zonen unterscheiden sich die Körneranhäufungen durch grössere Feinheit von dem gewöhnlichen Korn der Grundmasse; dieses letztere wird an bestimmten Stellen gröber, hinsichtlich der gegenseitigen Grösse seiner einzelnen Bestandtheile ungleichmässiger, und gewisse Erscheinungen deuten dann darauf hin, dass an diesen Stellen nur Reste zertrümmerter Quarz- und Feldspatheinsprenglinge vorliegen.

Die ursprüngliche Grundmasse als solche ist gegenüber den Zertrümmerungsproducten der Einsprenglinge oft schwer erkennbar: die ziemlich gleiche Korngrösse und isometrische Form ihrer einzelnen Bestandtheile bilden noch das beste Erkennungsmittel gegenüber den ihrer Grösse nach äusserst variabeln und nach ihrer Form meist nach einer Richtung verlängerten Körneranhäufungen ehemaliger Einsprenglinge; es giebt aber Stellen genug, an welchen ein Übergang durch weitgehende Zertrümmerung der älteren Bestandtheile geschaffen wird und es unmöglich ist, eine Trennung durchzuführen.

Aber auch in der Grundmasse tritt weniger in der Form ihrer einzelnen Bestandtheile, als in deren Anordnung das Princip der Längsreihung und dadurch eine Streckung hervor, die durch die parallel dazwischen gelagerten Biotitflasern sehr wirksam im mikroskopischen Bilde in Erscheinung tritt.

Die Muscovitbildung an der Umgrenzung der Feldspatheinsprenglinge bietet das folgende interessante Bild im Schliffe. Die parallel gestellten langen Muscovitblättchen bilden, vermengt mit wenig Biotit und seltenem Zirkon, eine gestreckte Zone, welche etwa der ehemaligen Umgrenzung des grossen Einsprenglings entsprechen mag; denn von diesem letzteren ist am Rande nur ein sehr feinkörniges Körneraggregat noch vorhanden, das gegen die Mitte des Einsprenglings an Grösse zunimmt, bis man auch grössere Mikroklinstücke findet und darin Körnern mit mikropegmatitischer Verwachsung, und bis dadurch die Entstehung sowohl der breiten Triturationszone, wie der Muscovitbildung erklärt wird. Die randliche kataklastische Zone an den grossen Feldspatheinsprenglingen ist bald mehr, bald weniger breit, und es kann in einzelnen Schliffen wohl der Fall sein, dass man in den Muscovitzonen allein noch den ehemaligen Umriss erkennen kann, wenn weit in die Feldspathmasse hinein die mechanische Zerstückelung vorgeschritten ist. Aus schon mehrfach erwähnten Gründen ist auch hier die Verwechselung mit echter Grundmasse ausgeschlossen, ganz abgesehen davon, dass im makroskopischen Bilde der Zusammenhang der Feldspaththeile zu einem einzigen Individuum trotz der Neubildungen und Triturationen ein ganz unzweifelhafter ist. Es ist in den Schliffen eine ganz allgemeine Erscheinung, dass die grösseren zusammenhängenden Partien von Mikroklin und Orthoklas immer durch eine mehr oder weniger breite Triturationszone von der Grundmasse abgeschieden sind.

Es sei schon hier darauf hingewiesen, wie ausserordentlich gross die Ähnlichkeit im Verhalten der Grundmasse und den zertrümmerten Quarzeinsprenglingen zwischen diesen Granitporphyren von der Griesscharte und den vom Autor[1] früher

[1] K. Futterer, Die Ganggranite von Grosssachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer Wald. Mittheilungen der grossh. bad. geolog. Landesanstalt. Bd. II.



beschriebenen Ganggraniten von Grosssachsen ist. In der allotriomorph-körnigen, holokrystallinen Grundmasse der Ganggranite war die Korngrösse etwas geringer, als in dem hier zu beschreibenden Gesteine; in Folge davon blieben selbst bei starker Streckung die Bestandtheile der Quarzeinsprenglinge leichter kenntlich, als dies hier der Fall ist; aber das Bild der zertrümmerten Quarzeinsprenglinge, die Art ihrer Anordnung und ihre allmähliche Mischung mit den Elementen der Grundmasse ist genau dieselbe wie hier, und nur eine noch stärkere Durcheinandermengung der einzelnen Bestandtheile und dadurch verursachte totale Formzerstörung der Einsprenglinge zeigt die durch die stärkere mechanische Beeinflussung sowie durch das gröbere Korn der Grundmasse gebotenen Modificationen jenes Bildes.

In den verhältnissmässig weniger Feldspath führenden Ganggraniten traten ebenfalls die granophyrischen Verwachsungen am Rande der Feldspathkörner auf, die oben zu erwähnen waren.

In ihrer extremsten Ausbildungsweise führt diese Structur zu einer Anordnung der einzelnen Gemengtheile, die man nur in Gliedern der Gneissformation anzutreffen gewohnt ist, und wenn man einen Schliff untersucht, welcher aus der Region des Gesteines entnommen ist, in welcher mehrere langgestreckte Quarzaggregate, sowie solche von Feldspäthen in der eigentlichen Gesteinsgrundmasse sich verlieren, glaubt man in der That das mikroskopische Bild eines Gneisses zu sehen; man muss, wie in den Granitporphyren der Griesscharte, Schritt für Schritt die Entstehung dieser Structurformen verfolgen können, um zu sehen, wie aus einem Gesteine mit porphyrischen Quarz- und Feldspathkrystallen ein Gemenge von Bruchstücken entstehen kann, in welchem in parallelen Zonen vorwiegend Quarzkörner, in anderen solche von Feldspathen und in dritten nur Biotit- und Muscovitflasern, Zirkon, Titanit und Erze und in parallelen Quetschzonen Zoisit- und Malakolith, sowie Granat vorkommen; wo gelegentlich solche Zonen sich mischen, oder die eine oder andere grobkörniger wird, mikropegmatitische Verwachsungen zeigt und schliesslich in den todten Raum hinter einem in seiner Form noch wohl erhaltenen Feldspatheinsprengling übergeht, während die Zonen mit den Biotiten

und accessorischen Mineralien um dieselben wie um die Einsprenglinge ausbiegen; wieder eine andere Zone zeigt immer mehr vorherrschenden Quarz, um schliesslich in einem nur aus grossen Quarzfragmenten bestehenden Aggregat, dem Trümmerfelde eines einstigen Quarzeinsprenglings, zu enden.

In Schliffen, die parallel und senkrecht zur Streckung orientirt sind, kann man hinsichtlich des structurellen Verhaltens von Grundmasse und Anhäufungen der Einsprenglingstrümmer folgende Bemerkungen machen.

Die Streckung ist keine lineare, sondern vollzieht sich in einer Ebene, so dass in allen Schnitten mehr oder weniger die Erscheinungen derselben auftreten; man kann allerdings die Wahrnehmung machen, dass in den senkrecht zur Streckungsebene orientirten Schliffen die Bruchstückaggregate der Quarzeinsprenglinge weniger langgestreckt und etwas breiter sind, als in den anderen Schnittlagen; gestörte Axenbilder waren indessen in den zufällig senkrecht zu ihrer optischen Axe geschnittenen Quarzkörnern nicht zu beobachten. Ferner scheint es, als wären die feinen, dicht gedrängten Risse in Schnitten der letzteren Art in den Quarzaggregaten seltener als in Schliffen parallel zur Streckungsebene, und auch in der Vertheilung und Anordnung der Biotitschuppen und -Flasern ist ein Unterschied insoweit deutlich vorhanden, dass in Schliffen parallel zur Streckungsebene die parallele Stellung derselben und Aneinanderreihung in langen Schnüren viel stärker zum Ausdruck kommt als in normalen Schliffen, wo etwas grössere Regellosigkeit vorwaltet, ohne aber die Bevorzugung einer bestimmten Richtung gänzlich vermissen zu lassen. Es fehlen indessen vollständig die conischen Räume an den gegenüberliegenden Seiten der noch erhaltenen Einsprenglinge, eine Erscheinung, die besonders makroskopisch sehr gut zum Ausdrucke kommt.

Für die Entstehung und Auffassung der grossen Risse in den Feldspatheinsprenglingen und die Bildung der dieselben füllenden Körner sind die in Taf. XV Fig. 1 dargestellten Verhältnisse sehr bezeichnend. An anderen Stellen befinden sich längs der äusseren Umrandung eines grossen Feldspathindividuums in der biotitreichen Grundmasse stärkere Anhäufungen von accessorischen Mineralien, die in Gesellschaft von Biotit

eine breite Zone längs der Feldspathumgrenzung bilden. An der Stelle nun, wo die den Feldspath durchsetzende breite Risszone in die Grundmasse ausmündet, findet sich keine Unterbrechung jener Zone, sondern sie setzt, wie wenn der Feldspathumriss ungestört erhalten wäre, über dieselbe hinweg. Nur einige wenige Biotitschüppchen reichen auf eine kurze Strecke weit in die Körnerzone des Feldspathrisses hinein.

Ein Schliff, der durch einen der makroskopisch so scharf hervortretenden conischen Räume in der Streckungsrichtung hinter einem Feldspatheinsprenglinge geht, zeigt ein sehr feinkörniges Gemenge von Quarz und Feldspath, jedoch ohne Biotit; dieser beginnt erst in einiger Entfernung vom Einsprenglinge und so ziemlich erst in der ausgezogenen Spitze des conischen Raumes sich einzustellen. Dagegen sind ausserordentlich verbreitet die mikropegmatitischen Durchdringungen von zwei Feldspäthen, die auch randlich in die grossen Feldspäthe als Zapfen hineinragen. Das Körnergemenge ist zunächst am Einsprenglinge ziemlich regellos, und erst in weiterer Entfernung kommt durch langgestreckte Quarzkörner und Biotitschüppchen die Orientirung nach der Streckung in die Masse, während gleichzeitig von beiden Seiten her die Anreicherung von Biotit und Zirkon beginnt, die sonst im conischen Raume nicht vorkommen. Mit dem Übergange zur Grundmasse werden die mikropegmatitischen Verwachsungen immer seltener und verschwinden. Muscovit wurde hier nicht gefunden.

Dieselbe Beobachtung machte Becke[1] an den schieferigen Tonalitporphyriten der Rieserferner. Eine Eigenthümlichkeit, die nur mit der im starren Zustande erfolgten Schieferung des Gesteins vereinbar ist, bilden die Streckungshöfe um die Plagioklaskörner; in der Nachbarschaft der Plagioklase siedeln sich in der Streckungsrichtung des Gesteins grosse Quarzkörner an, während der ganze grobkörnige Complex augenähnlich von der feinkörnigen Grundmasse mit den gleichsam fluidal angeordneten Biotitschüppchen umgeben wird.

[1] Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. III. Tschermak's Mineralog. u. petrogr. Mittheil. XIII. 1893. p. 442.

Wo in den todten Räumen in der Streckungsebene hinter den grossen Feldspatheinsprenglingen sich in reichlicherem Maasse mikropegmatitische Neubildungen gebildet haben, ist die Umgrenzung der einzelnen gleichmässig polarisirenden Theile durchaus nicht durch gerade Linien bestimmt, sondern baumartig verästelt, und die einzelnen Partien greifen in sehr feiner Verzahnung ineinander ein; hier kommt auch der gestreifte Plagioklas häufiger vor, so dass auf dessen secundäre Bildung zu schliessen ist. Wo die mikropegmatitischen Massen nur in den Zwischenräumen von Feldspath oder an Quarzit und Biotit vorkommen, sind ihre Umrisse durch die Begrenzungen dieser letzteren bestimmt.

Als von Wichtigkeit sei hervorgehoben, dass die älteren Ausscheidungen des Gesteines in den conischen Räumen fehlen, dass dagegen die granophyrische Verwachsung häufig ist, dass aber auch hier die optischen Störungen an Intensität und Häufigkeit nicht gegenüber denen der Grundmassengemengtheile zurückstehen.

Bei Anwendung der von Becke beschriebenen Unterscheidungsmethoden der einzelnen Feldspatharten und des Quarzes in der Grundmasse sowohl wie in den mikropegmatitischen Zapfen und Körnern am Rande der grösseren Feldspatheinsprenglinge auf Grund ihres verschiedenen Lichtbrechungsvermögens ergiebt sich, dass in den mikropegmatitischen Verwachsungen die wurmförmig gekrümmten Theilchen in einer Feldspathmasse von schwächerem Lichtbrechungsvermögen als diese letzteren, aber von stärkerem als dem Orthoklas bezw. Mikroklin liegen. Es sind demnach zwei saure Plagioklase (Albit oder Oligoklas) verwachsen. Demselben Feldspath scheinen auch die meisten der in den grossen Mikroklinindividuen eingesprengten regellosen Körner, sowie die Feldspäthe der Körnerzonen in den Rissen anzugehören, wovon der die wurmförmigen Fortsätze bildende Feldspath höhere Lichtbrechung als der dieselben einschliessende Feldspath besitzt (Taf. XVI Fig. 2).

Die an einem Präparate nach Behandlung mit Flusssäure vorgenommenen Färbeversuche zeigten die mikropegmatitisch verwachsenen Theile, einschliessenden Feldspath sowohl wie umschlossene wurmförmige Theile ganz gleichmässig gefärbt,

so dass ihre Natur als Feldspath als erwiesen angesehen werden kann.

In der Grundmasse selbst ist der Quarz und Feldspath ziemlich gleichmässig vertheilt, wenn nicht eine besondere Anhäufung, die nur aus Quarz-, Orthoklas- oder Mikroklinkörnern besteht, als Rest eines zerstörten Einsprenglinges sich documentirt. Besonders bei schiefer Beleuchtung ist dann die Zusammengehörigkeit der Trümmer leicht zu constatiren.

Es gelang nicht, das Vorhandensein von triklinem Feldspath in der eigentlichen Grundmasse mit Sicherheit nachzuweisen; sollte solcher überhaupt vorhanden sein, so tritt er jedenfalls seiner Quantität nach sehr in den Hintergrund. Von diesem Gesichtspunkte aus gewinnt die Thatsache, dass die granophyrischen oder mikropegmatitischen Verwachsungen ausschliesslich in den Bruchzonen und an den kataklastischen Umgrenzungen der Mikroklineinsprenglinge auftreten, aber nicht in dieser Art in der Grundmasse zu beobachten sind. grosse Wichtigkeit für die Frage, ob diese mikropegmatitischen Verwachsungen primäre Erstarrungserscheinungen des Gesteines sind, oder ob ihnen ein secundärer Ursprung zuzuschreiben ist.

Dieselben Erscheinungen hat in durchaus analoger Weise Becke[1] aus dem Tonalite der Rieserferner beschrieben. Die Übereinstimmung geht so weit, dass nicht nur die Verbreitungsgrenzen, sondern auch äussere Form und Modus der Verwachsung übereinstimmen.

Ob die von Sauer[2] erwähnten Überreste von Granophyrstructur auch zu dieser Kategorie von Neubildungen gehören, scheint nicht sicher; sie werden aus einem biotitreichen stängeligen, granitgneissartigen Gesteine angeführt, das protoginartige Structur zeigt und dessen Plagioklase randlich stark zertrümmert sind. Es mag darauf aufmerksam gemacht sein, dass auch in den Granitporphyren der Griesscharte die granophyrischen Verwachsungen stellenweise den

---

[1] F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Mineral. u. petrogr. Mitth. Bd. XIII. p. 411.

[2] Sauer, Der Granit von Durbach im nördlichen Schwarzwalde und seine Grenzfacies von Glimmersyenit (Durbachit). Mitth. d. grossh. bad. geolog. Landesanstalt. Bd. II.

Eindruck von Resten eines ursprünglich granophyrisch erstarrten Magmas machen können, wenn man in einem Schliffe nicht in der Lage ist, sich darüber Rechenschaft zu geben, dass nur die secundäre Ausfüllung eines hohlen Raumes, sei es in grossen Orthoklasindividuen, sei es in todten Räumen der Grundmasse, vorliegen. Wie eine nachträgliche Untersuchung einiger Schliffe der Ganggranite von Grosssachsen erwies, trat die sogenannte Granophyrstructur dort nur randlich an Orthoklaseinsprenglingen auf, wo sie nicht primärer Entstehung ist, oder sie war in grossen Rissen zwischen Orthoklastheilen zu beobachten [1]; in der mikrogranitischen Grundmasse, dem letzten Erstarrungsproducte des Gesteinsmagmas fehlen sie durchaus, und in den Quarzporphyren von Thal, wo in manchen Gängen eine sicher primär entwickelte Granophyrstructur auftritt, hat diese ganz anderen Charakter, den man auch in Spuren hier finden kann. Von einer speciellen Bindung derselben an die zahlreichen Mikroklin- oder Orthoklaseinsprenglinge ist nichts wahrzunehmen; dagegen ist die ganze Grundmasse mehr oder weniger granophyrisch entwickelt, während die Bildung von einzelnen Körnern oder Zapfen in der typischen Form wie in den in Frage stehenden Gesteinen fehlt.

Wie in grösseren einheitlich auslöschenden Individuen, so ist auch in den Zwischenräumen der einzelnen Einsprenglinge die granophyrische Verwachsung dort die Regel, und es kann kein Zweifel bestehen, dass die letzten erstarrenden Magmatheile sich in dieser gegenseitigen Durchdringung ausschieden; es ist vielleicht nicht ohne Bedeutung, dass hier durch grössere Individuen hindurch die Verwachsung ganz gleichartig ist und das typische Bild schriftgranitischer Verwachsungen bietet, während sowohl in dem Gestein der Griesscharte wie in den Tonaliten der Rieserferner die Quarztheilchen im Feldspath wurmartig gekrümmte, meist nach einem Punkte hin convergirende Gebilde darstellen (Taf. XVI Fig. 1, 2).

Die Form der mikropegmatitischen Verwachsungen ist

[1] K. Futterer, Die Ganggranite von Grosssachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer Wald. Mitth. d. grossh. bad. geolog. Landesanstalt. Bd. II.

nicht immer diejenige von Zapfen am Rande der Mikroklineinsprenglinge. In den Rissen z. B. legen sich häufig die mikropegmatitischen Körner an die unregelmässigen Begrenzungen der Feldspäthe an, und zwar häufig so, dass bei ausgezackter Begrenzung der letzteren immer längs einer Kante auch ein gleichmässig orientirtes Mikropegmatitkorn liegt und an der Biegung oder der Ecke einer solchen Kante auch ein weiteres anders orientirtes Korn beginnt. Die wurmförmigen Quarztheilchen divergiren gegen die Begrenzung zum Feldspath hin; im Innern der breiteren Risse sind die Verwachsungserscheinungen bedeutend reducirt und erreichen weder die Grösse noch die schöne Ausbildung der an die Feldspatheinsprenglinge selbst angrenzenden Theile. Man kann sich nur schwer dem Eindruck verschliessen, dass die Feldspathmasse der grossen Einsprenglinge, nachdem in den letzteren klaffende Risse entstanden waren, auf Lösungen, welche circulirten, noch einen Einfluss ausübte, der bei gleichzeitiger Ausscheidung von zwei sauren Plagioklasen zur Bildung dieser mikropegmatitischen Verwachsungen führte. Weiter gegen die Mitte der Risse hin sind dann bei abnehmender Grösse der Körner auch die gesetzmässigen Verwachsungen geringer, und auch vereinzelte an ihrer Lamellirung kenntliche Plagioklase wurden ausgeschieden inmitten eines körnigen Gemenges von Quarz und nicht gestreiftem saurem Plagioklas.

Wo die Zertrümmerung eines Mikroklins so weit gegangen ist, dass nur noch kleine Körner ohne Zusammenhang übrig geblieben sind, ist es auch theilweise zur Bildung solcher Mikropegmatite gekommen; es scheint dann fast, als treten sie in echter Grundmasse auf, aber es sind dann auch immer die Anzeichen dafür vorhanden, dass diese Pseudo-Grundmasse nur das mechanische Gemenge der Körner eines ehemaligen Einsprenglings darstellt. Es scheint daher für die mir vorliegenden Gesteine wenig wahrscheinlich, dass die nur gelegentlich auftretenden Mikropegmatit-Zapfen und -Körner ganz generell als letzte Ausscheidungen anzusehen sind, wie das Becke für das Tonalitgestein der Rieserferner will. Für die Erklärung der mikropegmatitischen Verwachsungen geht er von der von ihm nachgewiesenen Thatsache aus, dass am Schlusse der Gesteinserstarrung Mikroklin, Plagioklas und

Quarz gleichzeitig auskrystallisirten. Ebensowenig möchte ich in demselben das Resultat von Corrosion und Verwitterung der Einsprenglinge sehen, sondern die Möglichkeit folgender Vorgänge in den Vordergrund stellen.

Die starken Druckwirkungen, welche in dem Gesteine überall zum Ausdruck kommen und welche die Zerstörung der idiomorphen Gestalten der meisten Einsprenglinge, die Bildung der Risse und Triturationszonen zur Folge hatten, mussten bei der inneren Verschiebung der Bruchstücke und der Reibung der Körner an einander durch diese Bewegungen auch Räume entstehen, welche in ihrer Continuität gelöst und durch keine Gemengtheile ausgefüllt waren und sich erst secundär mit solchen wieder ausfüllten. Das ist der Fall mit den im Schnitte dreiseitigen, sonst conischen Räumen, die in der Streckungsrichtung des Gesteines hinter den noch erhaltenen widerstandsfähigen Feldspatheinsprenglingen liegen und deren Ausfüllung durch secundäre Neubildungen in ausgezeichneter Weise an den Quarzporphyren von Thale zu beobachten war. Dieselben Räume sind auch hier in ungleich grösserem Maasse entwickelt, und es ist nicht Zufall, dass in einem durch einen solchen Raum geführten Schliffe die mikropegmatitischen Verwachsungen in ausgezeichneter Schönheit, und was das Wichtigste ist, in grösserer Menge und Verbreitung auftreten, als dies sonst der Fall ist im Verbande des Gesteines. In demselben Maasse, wie an der ausgezogenen Spitze des Raumes mehr Grundmasse mit ihren Biotiten sich einstellt, um so seltener werden die mikropegmatitischen Körner, die in der Grundmasse selbst fehlen.

Es scheint kein gewagter Schritt zu sein, auf Grund dieser Beobachtung nunmehr anzunehmen, dass an den Grenzen der die Widerstände gegen die mechanische Bewegung bildenden Feldspatheinsprenglinge, sowie in den entstandenen Rissen und den Triturationszonen ebenfalls stellenweise Räume freiblieben zwischen den ausgezackten Umrissen der Einsprenglinge und den Trümmeranhäufungen, die sich dann je nach den gegebenen Umständen secundär ausfüllten, wobei es zu gesetzmässiger Durchdringung von zwei Feldspathen in bestimmten Fällen kam. Es scheint überhaupt nicht wohl denkbar, dass sich grössere Trümmerzonen und Zerstörung

von ganzen Einsprenglingen wie z. B. beim Quarz bilden können, ohne dass sich wie in einem Felsenmeere von eckigen Blöcken leere Räume bilden, die erst secundär wieder ausgefüllt werden. In der That zeigt das regellose Mosaikbild einer solchen Kataklasstructur nirgends Lücken, und nach welchen Gesetzen sich die Ausfüllung der Zwischenräume vollzieht, wann sich Quarz und wann sich Feldspath bildet und zu welcher Gruppe der letztere gehört, kann nur nach dem einzelnen Falle entschieden werden. Es muss darum, wenn an bestimmten Stellen mikropegmatitische Durchdringung eingetreten ist, noch nicht überall und in allen solchen Hohlräumen zu dieser Bildung gekommen sein, es könnten orientirende Einflüsse von Quarz- oder Feldspathkörnern auf die Neubildung von Einfluss gewesen sein, ohne dass es in der Ebene des Schliffes gelingt, einen Zusammenhang nachzuweisen. Werden diese Voraussetzungen zugegeben, so wären allerdings die mikropegmatitischen Zapfen und Körner secundärer Entstehung und erst nach der mechanischen Deformation des Gesteines entstanden, über deren zeitliches Verhältniss zur Verfestigung des Gesteines und deren letzte Erstarrungsproducte keine Anhaltspunkte vorliegen. Granophyrische oder mikropegmatitische Verwachsungen aus unzweifelhaften Sedimentärgesteinen, welche dynamometamorph verändert sind, beschrieb Hobbs[1]; die Mikropegmatite sind hier secundären Ursprungs; bemerkenswerth ist auch, dass Mikropegmatitstructur randlich an den Feldspathen auftritt.

Für die Entstehung der grossen Risse nach der definitiven Verfestigung des Gesteines durch mechanische Einwirkungen spricht der Umstand, dass die Bestandtheile der Grundmasse, in welcher sich überall die ältesten Ausscheidungen und besonders die Biotitschuppen befinden, nie in jene Risse, selbst wenn sie ziemliche Breite erreichen, eindringen, sondern der Umgrenzungslinie der grossen Feldspatheinsprenglinge ohne Beeinflussung durch die Risse folgen. Dieselbe Erscheinung war in noch prägnanterer Weise bei den Quarzporphyren von Thal vorhanden, wo die äusserst feine Grundmasse ebenfalls

[1] W. H. Hobbs, Phases in the Metamorphism of the schists of southern Berkshire. Bulletin of the geological Society of America. Vol. IV. p. 168.

nicht in die breiten Risse der Einsprenglinge einzudringen vermochte und nur geringe Einbiegungen gegen die Risse hin zeigt. Bei unserem Gesteine mit der grobkörnigeren Grundmasse kann sich diese Erscheinung nicht so scharf zeigen, allein die Biotitblättchen, welche sich quer vor die Risszonen legen, sowie die feinen Körner von Titanit, Zirkon etc. müssten in die breiten Risse eingedrungen sein, wenn bei deren Entstehung noch irgendwelche liquide Bewegungsfähigkeit in der Grundmasse des Gesteines vorhanden gewesen wäre. Eine solche Eigenschaft hätte auch die Bildung der conischen Räume in der Streckungsrichtung hinter den noch erhaltenen Einsprenglingen unmöglich machen müssen. Diese beiden Erscheinungen sprechen dafür, dass die dynamischen Veränderungen im Gesteine erst eintraten, als dasselbe schon vollkommen erstarrt war, und da die Risse sowohl wie die conischen Räume wieder ausgefüllt sind, kann diese Ausfüllung nur secundär durch circulirende Lösungen erfolgt sein. Da die mikropegmatitischen Verwachsungen ausschliesslich in den Riss- und Trümmerzonen der Feldspatheinsprenglinge, sowie in den conischen Räumen hinter denselben auftreten, muss auch ihnen eine secundäre Entstehung zugeschrieben werden. Davon sind aber die geringen Spuren echt granophyrischer Verwachsungen von Quarz und Feldspath, welche in der Grundmasse vorkommen, sowohl nach Charakter wie nach Entstehungsweise zu trennen.

d) Vergleich mit anderen Gesteinen und Erklärung der Structur.

Von allen den nach ihren dynamometamorphen Veränderungen genauer bekannten Gesteinen liegen die sogenannten Ganggranite von Grosssachsen zum Vergleiche am nächsten, weniger ihres geologischen Auftretens wegen, obwohl dasselbe in beiden Fällen gangförmig und mit einer den Salbändern parallelen Streckungsrichtung ist, als in Folge ihrer grossen structurellen Ähnlichkeit, die sie an die Granitporphyre anreiht. Wie weit die mechanischen Erscheinungen an den einzelnen Gemengtheilen übereinstimmen, wurde schon bei der Besprechung derselben berührt, und um hier kurz die wichtigsten Analogien hervorzuheben, sei erwähnt, dass die eckigen und klastischen Umrissformen und Zertrümmerungen der

Quarzeinsprenglinge, sowie deren optische Eigenschaften, das Verhalten der Orthoklase und die Mikroklinbildung und besonders das Auftreten der mikropegmatitischen Verwachsungen, diese allerdings in weniger starker Entwickelung, beiden Gesteinen gemeinsam sind. Die mechanischen Veränderungen in den Granitporphyren der Griesscharte erreichen einen bedeutend höheren Grad als diejenigen der Ganggranite von Grosssachsen, aber die Qualität der Erscheinungen ist dieselbe, wo deren quantitatives Verhältniss verschieden ist. Durch eine chemische Untersuchung des Gesteines der Griesscharte wäre noch festzustellen, ob die mikropegmatitischen Verwachsungen nicht mit dem hohen Grade der Acidität (die Ganggranite von Grosssachsen haben 75 % SiO_2) zusammenhängen.

In ihrer Analogie den Granitporphyren der Griesscharte ebenso nahestehend sind gewisse Gesteine des von Becke ausführlich beschriebenen Gebietes des Tonalits der Rieserferner, die auch räumlich den ersteren benachbart sind.

Besonders für die porphyrartigen Randgranitite scheint dies zuzutreffen.

Das Tonalitgestein bildet nach Löwl's und Becke's Untersuchungen im Rheinwaldkern eine lakkolithenartige Masse, der sich allseitig die Gesteine der Schieferzone (Gneissphyllite) anschmiegen. Der Normaltonalit ändert gegen die Schiefergrenze hin sowohl seine Structur wie auch oft seine mineralogische Zusammensetzung, die granitisch wird, so dass ein als „Randgranitit“ bezeichnetes Gestein entsteht. In diesem Gesteine tritt stellenweise Mikroklin in porphyrischen Krystallen aus der mittel- oder feinkörnigen Grundmasse heraus; Becke scheint es aber zweifelhaft, ob die bis 3 cm grossen Krystalle als echte Einsprenglinge aufzufassen sind. Die Mikrokline dieser Randgranitite zeigen besonders schön und häufig die zapfenartigen randlichen Gebilde und Körner mit mikropegmatitischer Verwachsung von Plagioklas und Quarz (Implicationsstructur), die auch in den Granitporphyren der Griesscharte in typischer Erscheinung auftraten; auch der Quarz zeigt die für dynamometamorphe Gesteine charakteristische Beschaffenheit in beiden Fällen ganz gleich. Das Vorkommen des Granats in den gangförmigen Tonalitgestei-

nen, in welchen er zu den älteren Ausscheidungen gehört, ist von Interesse in Bezug auf das accessorische Vorkommen des Granats in den Granitporphyren der Griesscharte; ebenso das Auftreten von Orthit, der allerdings in den letztgenannten Gesteinen nicht mit absoluter Sicherheit diagnosticirt werden konnte. Auch die nach der Erstarrung eingetretenen Umwandlungen, welche Zoisit- und Muscovitbildung zur Folge hatten, sind den beiden Gesteinen gemeinsam.

Darin möchte ich Becke beistimmen, dass man nicht in der mechanischen Beeinflussung des Gesteines die einzige Ursache für diese Neubildungen sehen darf, dass diese vielmehr auf Kosten von circulirenden Lösungen, welche die Umsetzungen ermöglichten, zu setzen sind, wobei der mechanischen Beeinflussung des Gesteines nur die Rolle zufällt, die Circulation jener Lösungen erleichtert und den Zusammenhang des Gesteinsgefüges sowohl wie der einzelnen Gemengtheile in sich gelockert und Räume durch Verschiebungen geschaffen zu haben, in welchen Neubildungen jeder Art sich absetzen konnten. Wie weit sich durch derartige Vorgänge die immer mit dem Grade der mechanischen Beeinflussung wachsende Gneissähnlichkeit der massigen Gesteine und die Herausbildung einer Lagenstructur, auf die auch Becke hinwies, im einzelnen verfolgen lässt, ist oben zu zeigen versucht worden.

Durch das freundliche Entgegenkommen des Herrn Salomon war ich in den Stand gesetzt, zum Vergleiche auch Schliffe der von ihm mikroskopisch untersuchten Tonalite und Tonalitgneisse berücksichtigen zu können. Entsprechend der weniger porphyrisch entwickelten Structur dieser Gesteine zeigen sich auch die Druckphänomene etwas modificirt, und zwar in der gleichen Art verschieden, wie es die Ganggranite von Grosssachsen mit mikrogranitischer Grundmasse gegenüber den Quarzporphyren von Thal mit äusserst fein struirter Grundmasse waren. Undulöse Auslöschungen und andere Störungen des optischen Verhaltens kommen hierbei weniger in Betracht als die mechanischen Formveränderungen. In dem Tonalitgneisse von Carisolo zeigen die Plagioklase Risse, in welchen Quarzneubildungen stattgefunden haben, die aber nicht das Mosaik zeigen, wie die entsprechenden Ausfüllungen der Risse im Feldspathe des Granitporphyrs von der Gries-

scharte, da nur Quarz und nicht auch ein Feldspath sich an den Neubildungen betheiligt und es somit auch nicht zu mikropegmatitischen Verwachsungen dieser beiden Mineralien kommen konnte. Im Übrigen ist in den Tonalitgneissen die äussere Umgrenzung der Plagioklase nicht in der Weise durch breite Triturationszonen ersetzt, wie es bei unseren Gesteinen der Fall ist. Auch der Quarz zeigt ein abweichendes Verhalten in so weit, als bei ihm eine Auflösung in einzelne durch Risse von einander scharf abgetrennte unregelmässige Körner mit verhältnissmässig geringen optischen Störungen nicht vorkommt, sondern derselbe im polarisirten Lichte ein äusserst complexes, undulös sich veränderndes Bild ohne scharfe Grenzen der einzelnen Theile gegen einander darstellt.

Im mikroskopischen Bilde tritt die „Gneissstructur" im Tonalitgneiss von Carisolo, die makroskopisch unverkennbar und die eines körnigen Gneisses ist, viel weniger hervor als bei den Granitporphyren der Griesscharte, welche ihrem makroskopischen Habitus nach etwa einem „Augengneisse" entsprechen würden.

Die dynamischen Veränderungen von massigen Gesteinen können je nach ihrer ursprünglichen Structur und nach dem Grade der mechanischen Einwirkung verschiedenen Gneissstructuren entsprechen und es dürfte hier der gegebene Ort sein, zu untersuchen, unter welchen Bedingungen die einzelnen Typen entstehen. Für die Definirung der echten Gneissstructuren und der aus krystalliner Umwandlung sedimentärer Gesteine hervorgehenden Structurformen dürfte ein schrittweises Verfolgen der erst beginnenden bis zu den extremsten dynamischen Structurveränderungen von Wichtigkeit werden.

Für das Verhalten massiger Gesteine gegenüber mechanischen Kräften der Art, wie sie bei Vorgängen der Gebirgsbildung unter Begleitung erhöhter Temperatur und dem Einflusse der Gebirgsfeuchtigkeit vorauszusetzen sind, scheint deren ursprüngliche Structur, ob körnig oder porphyrisch, eine entscheidende Rolle zu spielen.

Die Beobachtung zeigt, dass in einem ursprünglich körnig entwickelten Intrusivgestein die mechanische Beeinflussung eine körnige Gneissstructur hervorbringt; diese beruht im Wesentlichen auf einer Parallelstellung des Glimmers, aber

die Formveränderungen der einzelnen Gemengtheile sind weniger stark, die Störungen des optischen Verhaltens geringer als bei einem porphyrischen Gesteinscharakter. Bei diesem zeigen sich die todten Räume hinter den Einsprenglingen neben der Parallelstellung der Glimmermineralien der Grundmasse; bei stärkerem Grade der Streckung treten hier die Auseinanderzerrungen der Trümmer der zerborstenen Einsprenglinge auf und endlich im Extrem die Ausbildung der Lagenstructur eines „Lagengneisses" oder, wenn noch nicht alle Einsprenglinge zerstört sind, die Structur eines „Augengneisses".

Es ist bemerkenswerth und des Öfteren betont worden, dass die Quarze gegenüber den Feldspäthen immer empfindlicher für die mechanische Einwirkung sind, und zwar nicht bloss in ihrem optischen Verhalten, sondern auch in der Continuität ihrer Form. Wo die Feldspäthe noch in idiomorpher Gestalt vorhanden sind, werden die Quarze schon um jene herumgebogen oder in Aggregate einzelner Körner aufgelöst, und zwar scheint dafür, ob in einem gegebenen Falle das eine oder das andere eintritt, die Gesteinsstructur bestimmend zu sein. Wir sehen in den Quarzporphyren von Thal die Quarzeinsprenglinge in der sehr feinen Grundmasse die bizarrsten Formveränderungen unter den hochgradigsten optischen Störungen, die bis zur Entstehung optischer Zweiaxigkeit geht, entstehen, während sie in den Gesteinen mit mehr körniger Grundmasse oder in körnigen Gesteinen überhaupt nur in einzelne Körner zertrümmert werden, die je nach dem Grade der Beeinflussung nicht oder sehr stark auseinandergezogen sind; der optische Charakter eines jeden einzelnen Kornes zeigt dann verhältnissmässig geringere oder keine Störungen, wenn naturgemäss auch hier das Gegentheil vorkommen kann.

Die Erklärung für dieses Verhalten scheint nicht fern zu liegen. Während in einem körnigen Gemenge eckiger Bestandtheile es immer nur einzelne Ecken oder Kanten sein werden, die den Druck fortpflanzen und ein entgegenstehendes Korn an einer bestimmten Stelle zum Zerspringen bringen, sind in einer feinporphyrischen Grundmasse die Bedingungen zu einer mehr gleichmässigen Druckfortpflanzung und einer

Druckwirkung auf ganze Flächen eines Einsprenglings gegeben, der in Folge des allseitigen Druckes nicht zerreissen, sondern allmähliche Formveränderungen erleiden wird, aber in Folge des durch kein plötzliches Zerspringen oder Reissen ausgelösten Druckes in seinem optischen Verhalten die Druckwirkung ebenso intensiv zum Ausdruck bringen wird, wie in der schliesslich resultirenden Formveränderung. Ganz grossen mechanischen Wirkungen gegenüber werden naturgemäss diese Verschiedenheiten des Verhaltens verschwinden und eine allgemeine Zertrümmerung und Ausstreckung eintreten, in der dann auch die specifischen Verschiedenheiten der Quarz- und Feldspatheinsprenglinge nicht mehr zur Geltung kommen, sondern beide in gleichmässige Körneraggregate, untermischt mit Neubildungen, zerfallen.

In Bezug auf die Verschiebbarkeit der einzelnen Gesteinsgemengtheile und deren Folgen für die Gesteinsstructur wird eine feinkörnige oder ganz dichte Grundmasse porphyrischer Gesteine gegenüber den körnigen Intrusivgesteinen mit zunehmender Feinheit ihrer Structur immer mehr den Charakter einer viscosen Substanz annehmen und hinsichtlich der Druckvertheilung und Druckwirkung auf die grossen Einsprenglinge mehr und mehr den Gesetzen der Druckvertheilung in Flüssigkeiten gehorchen.

Der Quarz zeigt keine ausgesprochene Spaltbarkeit; die Differenzen seiner Elasticitätsconstanten können demnach gegenüber dem Feldspath mit seinen guten Spaltbarkeiten und den dadurch ausgedrückten Cohäsionsminima nur unbedeutend sein; vielleicht liegt in diesem Umstande die Erklärung, warum der Quarz im Stande ist, bei einem Drucke, den wir der Einfachheit wegen hier als gleichmässig von einer Seite kommend annehmen wollen, sich um eine entgegenstehende Kante eines Feldspaths zu biegen, wie das thatsächlich beobachtet wurde [1], während der Feldspath dergleichen nie zu thun vermag. Er verhält sich spröde in den dynamometamorphen Gesteinen, während man den Quarz als geschmeidig bezeichnen muss. Das gilt aber nur so lange, als es sich

---

[1] K. Futterer, Die Granggranite von Grosssachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer Wald. Mitth. der grossh. bad. geol. Landesanstalt. Bd. II. Taf. II Fig. 1, 2.

um ein Gestein mit porphyrischer Structur und den oben entwickelten Grundmasseneigenschaften handelt; im grobkörnigen Gesteine lösen sich auch im Quarze die Druckdifferenzen durch Risse und Sprünge aus; es ist nur die Consequenz der hier entwickelten Anschauungen, anzunehmen, dass in einer Grundmasse von feinster Structur auch durch alle Biegungen nicht die Druckdifferenzen bis zu dem Grade ausgeglichen werden, dass, wie im anderen Falle, wieder normales optisches Verhalten eintritt; die Spannungen sind noch vorhanden und finden ihren Ausdruck in den optischen Störungen und speciell der Zweiaxigkeit gewisser Quarzeinsprenglinge im Porphyr von Thal. Verschiedene Versuche haben gezeigt, dass dem Quarze auch künstlich durch Druck dies Verhalten aufgeprägt werden kann, dass er aber zu seinem normalen Charakter zurückkehrt, wenn die Spannung aufhört. Dass durch einmal eingetretene Druckwirkung alle optischen Störungen der Gemengtheile eines Gesteines dauernd erzeugt worden sein sollten, scheint um so weniger wahrscheinlich, als auch in jenen Gesteinen durch Zerreissen Auslösung der Spannungen und Rückkehr zum normalen Verhalten eingetreten ist; je stärker die Zertrümmerung der Einsprenglinge in Körner, um so geringer im Verhältniss ihre optischen Störungen. In Folge davon wird man die weitgehenden Formveränderungen unter Beibehaltung der Continuität von Quarzeinsprenglingen nur in gewissen Fällen, aber nicht allgemein in mechanisch veränderten Gesteinen erwarten dürfen.

Abgesehen von den hier angezogenen Beispielen dynamometamorpher porphyrischer und körniger Gesteine liessen sich noch viele andere aus den verschiedensten Alpentheilen beibringen; aber jene genügten für die Erörterung der aufgeworfenen Fragen, und es möge hier nur noch wegen der besonderen Ähnlichkeit und der Gleichartigkeit des Gesteinstypus, welcher der mechanischen Veränderung unterworfen wurde, auf den Rofnagneiss hingewiesen werden, der von Schmidt[1] mit Sicherheit auf ein altes Eruptivgestein, das entweder Mikrogranit oder Granitporphyr war, zurückgeführt wird.

---

[1] C. Schmidt, Anhang zur XXV. Lieferung der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. p. 76. Bern 1891.

Es wäre von hohem Interesse, jenes Material auf die successiven Stadien der Entstehung der „Gneissstructur“ zu untersuchen, insofern, als es nicht genügt, mit der Constatirung der mechanischen Phänomene allein in den verschiedenen Typen der veränderten massigen Gesteine auf die Druckwirkung hinzuweisen, sondern deren graduelle Unterschiede für die Frage der Gneissstructuren, welche auf sie zurückzuführen sind, von Wichtigkeit werden.

Die Veränderungen der Gesteine durch den Gebirgsdruck sind wohl am vollständigsten von ZIRKEL zusammengestellt worden [1]; die Bemerkung, dass die Feldspathe noch mehr von Gruskränzen oder randlichen Kataklasen umgeben zu sein pflegen als die Quarze, welche eher ganz und gar in zackig umgrenzte Bruchstücke zerfallen, findet eine weitere Bestätigung im ganzen Umfange durch die hier beschriebenen mechanischen Veränderungen.

Auch das Extrem der Zertrümmerung ist schon ebenso geschildert, wie es hier auftritt, und nur ein vorhergehendes Stadium dieses Processes, dass die grossen porphyrischen Feldspathkrystalle von breiten Kataklaszonen durchzogen werden (cf. Taf. XV Fig. 1, 2), wäre noch einzufügen, ebenso die auf denselben entstandenen neugebildeten Mikropegmatitzapfen sowie die mikropegmatitischen Verwachsungen in den todten Räumen hinter den noch in ihrer Form erhaltenen Einsprenglingen; ihr Vorkommen als Ausheilungen von Spältchen ist von ZIRKEL angegeben. Auch die anderen Neubildungen, unter denen ein saurer Plagioklas (Albit) vorwiegt, die Entstehung von Muscovit aus dem Feldspath und Zoisit sind aus dynamometamorphen Gesteinen bekannt.

Die Gesammtheit der Erscheinungen, Structur, mechanische Veränderungen der Gemengtheile und chemische Neubildungen, weisen darauf hin, dass das Gestein mit seinem heutigen Habitus eines „Augengneisses“ einem ursprünglichen Ganggesteine angehörte, von dessen Mineralbestand noch viel erhalten ist, während die ursprüngliche Structur stark verwischt wurde und auch einige chemische Umsetzungen und Neubildungen entstanden.

---

[1] ZIRKEL, Lehrbuch der Petrographie. Zweite Auflage. I. p. 686. Leipzig 1893.

Die geologischen Verhältnisse des Auftretens der geschieferten Granitporphyre lassen ės nicht als unwahrscheinlich erscheinen, dass auch zugehörige granitische Gesteine sich werden auffinden lassen.

Erklärung der Tafeln.

Tafel XV.

Fig. 1. Risszonen in einem Mikroklin-Krystall. Vergrösserung 45.
„ 2. Triturationen und Risszonen an einem Mikroklin-Krystall. Vergrösserung 45.

Tafel XVI.

Fig. 1. Risszonen im Orthoklas mit mikropegmatitischen Zapfen; links Grundmasse ohne solche. Vergrösserung 45.
„ 2. Mikropegmatitische Verwachsungen zweier Plagioklase in einem Orthoklas. Vergrösserung 120.

Zur Chemie einiger Alumosilicate.

Von

S. J. Thugutt.

(Mit 1 Holzschnitt.)

Man war bis jetzt allgemein der Ansicht, dass die Gesammtthonerde in einem Alumosilicate in ihrem Verhalten gegen chemische Agentien keine Unterschiede aufweise, dass also in einer Structurformel des Silicats sämmtlichen Aluminiumatomen die gleiche chemische Rolle zuzuschreiben sei. Die meisten der in der Natur beobachteten Reactionen, sowie die vielen in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft zwischen 1872 und 1888 veröffentlichten Versuche Lemberg's schienen diese Meinung vollends zu bestätigen. Gleich viel, welches Agens zur Anwendung gelangte, ob bei niedriger oder hoher Temperatur und unter Druck operirt wurde, immer liess sich nur ein Austausch, resp. eine Abspaltung der starken Basen, ein Austritt oder eine Addition von Kieselsäure statuiren, während die Thonerde jedem Angriffe sich hartnäckig widersetzte. An Kieselsäure in bestimmten Verhältnissen gebunden, verhielt sie sich analog einem sehr beständigen Radical.

In Folgendem soll nun dargethan werden, dass dem einen Theil der Gesammtthonerde im Nephelin, Sodalith, Kaolin eine abweichende chemische Rolle zukommt, als dem anderen Theil derselben, ihre ungemein leichte Beweglichkeit bei verschiedenen Reactionen vorgeführt und daran, soweit thunlich, Schlüsse über die Constitution und das Minimum des Moleculargewich-

tes[1] der betreffenden Verbindungen geknüpft werden. Nicht ohne Interesse ist auch der Nachweis einer starken Abhängigkeit des qualitativen Verlaufes mancher chemischen Reactionen von der Concentration der an letzteren betheiligten Stoffe. Die ungemein leichte Zersetzbarkeit des Nephelins, Sodaliths und ihrer Analoga durch destillirtes Wasser wird ebenfalls manches Neue bieten. Zum Schluss endlich folgen einige Anwendungen der besprochenen Reactionen auf die in der Natur sich abspielenden Processe. So viel zur Orientirung über das zu Berichtende.

Die Reaction liess ich nie in einem Zuge verlaufen[2]. Von hundert zu hundert Stunden wurden die Versuche unterbrochen, einerseits, um das fest zusammenbackende Mineralpulver von Neuem zu zerkleinern und so den einwirkenden Lösungen den Zutritt zu erleichtern, dann aber, um den Gang, sowie das Ende der Reaction an der Hand quantitativer Analysen der in Lösung gegangenen Stoffe feststellen zu können. Die einwirkende Flüssigkeit wurde selbstverständlich nach jedesmaliger Unterbrechung erneuert.

Für das im Vorliegenden bearbeitete schöne und reichhaltige Mineralienmaterial bin ich Herrn Professor Lemberg und Herrn Professor Loewinson-Lessing zu grösstem Danke verpflichtet, desgleichen Herrn Professor Tammann für die gütige Erlaubniss, die Mittel des chemischen Cabinets ausnützen zu dürfen.

Den Ausgangspunkt zu dieser Arbeit bildeten die Minerale der Sodalithgruppe, mit deren Constitution ich mich schon früher[3] eingehend beschäftigte. Die Ergebnisse der damaligen

---

[1] Methoden zur Moleculargewichtsbestimmung fester Stoffe giebt es zur Zeit nicht. Aus den chemischen Reactionen lässt sich aber das Minimum des Moleculargewichtes wohl eruiren.

[2] Die zu untersuchenden Minerale müssen aufs Feinste im Achatmörser zerrieben werden. Der Durchmesser der einzelnen Körnchen darf nicht viel über 0,001 mm betragen. — Der Apparat war genau derselbe, wie in der früheren Arbeit (Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) **2**. 65—156), nur war die Zahl der dort näher beschriebenen Platinetagen, auf welchen das Versuchsobject ausgebreitet wird, eine grössere, und zwar betrug jetzt die Gesammtoberfläche der Etagen im grossen Digestor 180 und in jedem der kleineren Digestore 95 qcm, den Boden mitgerechnet.

[3] Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) **2**. 65.

Untersuchung waren kurz folgende: in den Sodalithen sind zwei nähere Bestandtheile, das Alumosilicat $Na_2Al_2Si_2O_8$ und ein Natriumsalz zu einer Molekel vereinigt. Das Verhältniss von Alumosilicat zum Natriumsalz ist gleich 3 : 2 resp. 4 : 2. Ausserdem sind nach LEMBERG sämmtliche Glieder der Sodalithreihe als Abkömmlinge des Natronnephelinhydrats $4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$ aufzufassen, entstanden durch den Ersatz des in demselben enthaltenen Krystallwassers durch ein Natronsalz. Ist letzteres krystallwasserhaltig, so ist es auch der gebildete Sodalith, obgleich in geringerem Grade.

Natronnephelinhydrat.

$4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$.

Es wurden grössere Mengen desselben nach dem schon früher (l. c. p. 67) angegebenen Verfahren erhalten[1], und

No. 1 giebt die Zusammensetzung des in schönen rhombischen Krystallen ausgebildeten Silicats.

No. 1a entspricht der Formel $4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$.

	No. 1	No. 1a
H_2O	7,40	7,34
SiO_2	39,01	39,15
Al_2O_3	33,38	33,28
Na_2O	20,21	20,23
	100,00	100,00

Es wurden nun 5 g dieses Natronnephelinhydrats mit 500 ccm zweiprocentiger wässeriger Kaliumcarbonatlösung 95 Stunden bei 186—191° im Digestor erhitzt. Da jedoch der Process noch nicht zu Ende verlaufen, so wurde die Digestion weitere 96 Stunden bei 196—202° mit erneuerter Kaliumcarbonatlösung fortgesetzt. Bei der Digestion war der dritte Theil der Thonerde als Natriumaluminat in Lösung gegangen, während ein Kaliumnatrolith zurückgeblieben war, nach folgender Gleichung:

$$3(4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O) + 8K_2CO_3 + 9H_2O = 8Na_2CO_3 + 8(K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O) + 4Na_2Al_2O_4$$

[1] Es wurden 82 g Kaolin von Karlsbad mit 39 g Natriumhydroxyd und 245 ccm Wasser während 101 Stunden bei einer Temperatur von 196—204° C. erhitzt. Da die Reaction nicht beendet war, wurden 50 g des kaolinhaltigen Productes noch einmal mit 22 g Natriumhydroxyd und 140 ccm Wasser 96 Stunden bei 196—202° digerirt.

Von 5 g Natronnephelinhydrat gingen in Lösung 0,528 g Thonerde, während das berechnete Drittel 0,555 g beträgt[1].

No. 2. Der meist aus Globuliten und wenigen winzigen Nädelchen[2] bestehende Kalinatrolith[3].

No. 2a. Berechnet nach der Formel $K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O$.

	No. 2	No. 2a
H_2O	13,75	12,56
SiO_2	42,77	41,86
Al_2O_3	23,98	23,72
K_2O	19,33[4]	21,86
Na_2O	0,17	—
	100,00	100,00

Entsprechend der obigen Reaction kommt dem Natronnephelinhydrat im Minimum ein dreimal so grosses Moleculargewicht zu, als dasjenige, welches bis jetzt angenommen wurde. Dieses Ergebniss habe ich übrigens schon früher (l. c. p. 128) vermuthet. Ich ging damals von der Annahme aus, dass der Natronnephelinhydrat gleich seinem Anhydride, dem hexagonalen Natronnephelin, constituirt sei. In letzterem verhält sich aber ein Drittel Natrium anders, als die übrigen zwei Drittel: es wird z. B. leicht an gasförmige Salzsäure abgegeben[5], und auch gegen Silber ausgetauscht, während der Natriumrest unverändert bleibt. Es zeigte sich ausserdem, dass nicht allein das Natrium, sondern auch die Thonerde eine zweifache

---

[1] Bei der ersten Digestion gingen 0,213 g Thonerde und 0,0085 g Kieselsäure, bei der zweiten 0,315 g Thonerde und 0,01 g Kieselsäure in Lösung. Die gelöste Kieselsäure (im Ganzen 0,0185 g) rührt davon her, dass der Kalinatrolith im alkalischen Wasser etwas löslich ist. Wenn die in der Lösung gefundene Thonerdemenge 0,528 g dem berechneten Drittel 0,555 g nicht vollkommen entspricht, so rührt das von Verlusten her, die bei den vielen Manipulationen (namentlich Abkratzen von Platinetagen, Filtern u. dergl.) unvermeidlich sind.

[2] Schwach doppelbrechend, 0,009 mm lang und 0,0006 mm breit.

[3] In Folgendem wird jedes Alumosilicat, in welchem $RO : Al_2O_3 : SiO_2$ sich wie 1 : 1 : 3 verhält, als Natrolith bezeichnet.

[4] Der Alkaligehalt des Natroliths ist ein wenig zu niedrig ausgefallen, weil die Kalisilicate erfahrungsgemäss einen Theil des Alkalis an Wasser leicht abgeben (Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1887.) 565. 571 u. a. a. O.; Thugutt, Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) **2**. 115).

[5] P. Silber, Berl. Ber. (1881.) **14**. 941.

Rolle im Natriumnephelinhydrat spiele[1]. Das in Form von Natriumaluminat abspaltbare Drittel derselben trägt ausgesprochen den Charakter einer Säure. Über den Rest der im Silicate zurückbleibenden Thonerde können zur Zeit nur Vermuthungen ausgesprochen werden. Sie kann neben dem Alkali, der Kieselsäure gegenüber, die Rolle einer Basis spielen, oder aber mit letzterer als complexe, sogenannte Thonkieselsäure[2] fungiren. Fasst man die grosse Beständigkeit des Complexes $Al_2Si_3O_9$ bei den verschiedenartigsten Reactionen ins Auge, so erscheint letztere Annahme als die wahrscheinlichere. Eine entscheidende Antwort könnte man von den physikalischen Untersuchungsmethoden erwarten. Leider ist vorläufig keine derselben anwendbar, da die Alumosilicate als solche, wie es scheint, in Wasser unlöslich sind.

Auf Grund der oben bewirkten Spaltung wäre die Constitutionsformel des Natronnephelinhydrats folgendermaassen zu schreiben:

$$4(2Na_2Al_2Si_3O_{10} . Na_2Al_2O_4) . 15H_2O.$$

Ein Umstand ist jedoch dabei nicht ausser Acht zu lassen. Die Reaction, auf der wir unsere Constitutionsformel bauen, war von gleichzeitigem Ersatz von Natrium durch Kalium begleitet. Das erhaltene Spaltungsproduct war nicht ein Natrium-, sondern ein Kaliumnatrolith. Ein Austausch der starken Basen konnte aber allein schon eine Änderung in der Constitution des untersuchten Silicates bewirkt haben, und die gemachten Schlüsse wären unsicher, wenn nicht die Spal-

---

[1] Bei den ausserhalb der Feldspath- und Zeolithgruppe stehenden Silicaten waren Reactionen, welche auf eine Verschiedenheit der Rolle der Thonerde in denselben zu schliessen erlaubten, nur sehr vereinzelt bekannt; so z. B. die von LEMBERG (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1888.) 653) auf nassem Wege bewirkte Zerlegung von Andalusit in Diaspor und ein zeolithisches Silicat.

[2] Die Existenz von Thonkieselsäuren wurde wiederholt behauptet. In letzterer Zeit hat W. VERNADSKY (Bull. Soc. Nat. de Moscou No. 1. (1891.) 48. In russischer Sprache mit französischem Résumé) zehn solcher complexen Säuren angenommen und versucht damit die Constitution aller Alumosilicate zu erklären. Dieser Versuch ist vielleicht verfrüht, da die Zahl der bekannten Reactionen bei den Silicaten sehr gering ist. Schon das wenige in dieser Arbeit Mitgetheilte scheint die Existenz des Complexes $Al_2Si_2O_7$, wenigstens für eine Anzahl von Silicaten, in Frage zu stellen.

tung des Natronnephelinhydrats in Natrolith und Natriumaluminat ohne jede Vermittelung von Kalisalzen zu Wege gebracht werden könnte.

Es wurden 3,3 g Natronnephelinhydrat das erste Mal mit 500 ccm, dann mit 380 ccm destillirten Wassers, im Ganzen 296 Stunden erhitzt.

Der Process verlief etwas abweichend. Es ging zwar auch Thonerdenatron in Lösung, aber es bildete sich neben dem Natrolith auch etwas Nakrit[1] nach folgender Gleichung:

$$\underbrace{4(2Na_2Al_2Si_2O_{10}.Na_2Al_2O_4).15H_2O}_{\text{Natronnephelinhydrat}} + 6H_2O = \underbrace{6(Na_2Al_2Si_3O_{10}.2H_2O)}_{\text{Natrolith}}$$
$$+ 8Na_2Al_2O_4 + \underbrace{3(H_2Al_2Si_2O_8.H_2O)}_{\text{Nakrit}} + 6NaOH$$

Es gingen nämlich in Lösung nach

	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	
97stündigem Erhitzen bei 204—216°	0,0151	0,2465	0,2470	No. 3
97 „ „ „ 196—215	0,0371	0,0698	0,0784	„ 4
102 „ „ „ 223—233	—	Spur	—	
	0,0522[2]	0,3163	0,3254	

No. 5 giebt die Zusammensetzung des mit nakritartigem Silicate gemengten Natroliths.

No. 5a ist die Zusammensetzung des Natroliths, bezogen auf 12,61 % Natriumoxyd in No. 5, und

No. 5b ist die Differenz zwischen No. 5 und No. 5a und entspricht der Zusammensetzung des nakritartigen Silicates.

	No. 5	No. 5a	No. 5b	No. 6	No. 6a
H_2O	10,38	7,32	3,06	10,38	—
SiO_2	47,49	36,61	10,88	43,42	4,30
Al_2O_3	29,52	20,75	8,77	26,65	3,43
Na_2O	12,61	12,61	—	12,29	—
R[3]	—	—	—	7,73	—
	100,00	77,29	22,71	100,47	7,73

[1] Wegen der starken Löslichkeit in Salzsäure ist das Silicat eher dem Nakrit, als dem Kaolin zuzuzählen.

[2] Der Kieselsäuregehalt rührt davon her, dass der Nakrit und auch der Natrolith in alkalischem Wasser etwas löslich ist. Nimmt man die gefundenen 0,0522 g SiO_2 und 0,0444 g Al_2O_3 als Nakrit an, so bleiben 0,2719 g Al_2O_3 und 0,3254 Na_2O nach, während nach der aufgestellten Gleichung 0,2745 g Al_2O_3 und 0,3338 g Na_2O in Lösung gehen müssten. Die Übereinstimmung ist eine sehr gute.

[3] Rückstand in Salzsäure unlöslich.

Auch direct kann man sich überzeugen, dass No. 5 ein Gemenge von Natrolith und Nakrit ist, indem man dasselbe, statt mit Flusssäure, mit Salzsäure aufschliesst. Ein Theil Nakrit geht zwar dabei mit dem Natrolith in Lösung, ein anderer Theil bleibt doch ungelöst zurück.

No. 6. Zusammensetzung des Natroliths und ein Theil des Nakrits, beide auf dem Dampfbade mit Salzsäure zerlegt.

No. 6a ist die Zusammensetzung des in Salzsäure nicht gelösten Nakritrestes.

Vergleicht man No. 5b und No. 6a, so sieht man, dass etwa zwei Drittel des Nakrits von der Salzsäure gelöst sind[1].

Die Nakritbildung ist nur Dank der Einwirkung von destillirtem Wasser, resp. Dank der grossen Verdünnung der am Schluss des Processes vorhandenen Lösung (in No. 3 ein pro Mille, in No. 4 kaum 0,5 pro Mille) überhaupt möglich gewesen. Schon in einer Lösung, die 0,9 % Natriumhydroxyd enthält, bildet sich das Natriumalumosilicat wieder zurück[2].

Sehen wir von der Nakritbildung, der Thonerdeabscheidung[3], endlich von der Auflösung des gebildeten Natroliths in verdünnter Natronlauge, als von Nebenprocessen, vorläufig ab, so besteht der Hauptvorgang, bei der Einwirkung von destil-

---

[1] Der Haupttheil des Productes blieb auf den Platinetagen des Digestors fest zusammengebacken und No. 5 giebt dessen Analyse an, während der kleinere Theil in Form von amorphen Flocken im Wasser suspendirt war (circa 0,5 g betragend). Diese Flocken enthalten mehr Nakrit, als der zusammengebackene Theil. Von diesem 0,5 g betragenden Gemenge waren 0,3257 g in kalter Salzsäure unlöslicher Nakrit von folgender Zusammensetzung No. 7.

	No. 7
Papierfaser + H_2O	27,17
SiO_2	39,12
Al_2O_3	31,89
Na_2O	1,82
	100,00

Die Abtrennung des Natroliths durch verdünnte Salzsäure fand bei Zimmertemperatur statt, um möglichst wenig Nakrit zu lösen. — Bei der Aufstellung der oben mitgetheilten Reactionsgleichung ist die Gesammtmenge des im Digestor gebildeten Nakrits berücksichtigt worden. — Die Analyse des flockigen Antheils wurde ausgeführt, um noch einen weiteren Beweis für die Bildung des Nakrits zu liefern.

[2] Thugutt, Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) **2**. 133.

[3] Aus dem Natriumaluminat.

lirtem Wasser auf Natronnephelinhydrat, in der Bildung von Natrolith und Natriumaluminat. Ganz so, wie bei der Einwirkung von Kaliumcarbonatlösung auf Natriumnephelinhydrat.

Natronanorthit.

$Na_2 Al_2 Si_2 O_8$.

Wird das vorher entwässerte Nephelinhydrat drei Viertelstunden im Leclerc-Forquignon'schen Ofen bei Weissgluth geschmolzen[1] und rasch abgekühlt, so krystallisirt nicht der

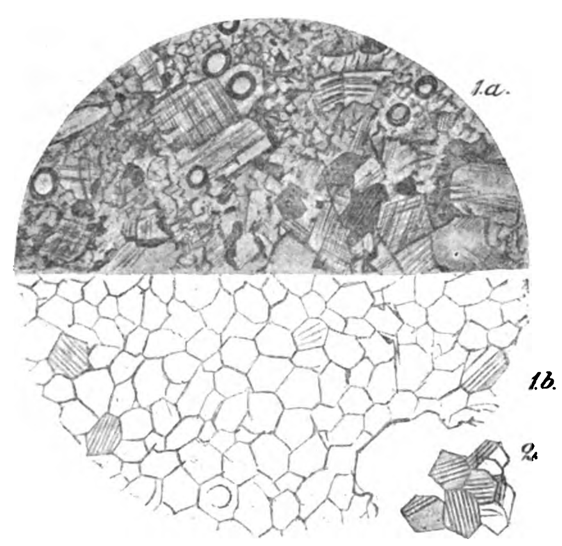


Fig. 1a. Natronanorthit bei gekreuzten Nicols. Hartnack's Objectiv No. IV.
Fig. 1b. Derselbe ohne Nicols. Objectiv No. IX.
Fig. 2. Derselbe bei gekreuzten Nicols. Objectiv No. IX.
In allen drei Fällen Ocular No. 3.

hexagonale Natronnephelin, wie man nach den Versuchen von Fouqué und Lévy[2], oder denjenigen von Dölter[3] zu erwarten hätte, sondern der mit demselben metamere, allem Anscheine nach trikline Natronanorthit[4]. Wie aus obenstehender Zeich-

---

[1] Das Schmelzen geschieht um so leichter, je fester das Pulver im Tiegel zusammengestampft wird.

[2] C. R. (1878.) **87**. 961; Synth. Min. Roch. (1882.) 156.

[3] Zeitschr. f. Kryst. (1884.) **9**. 321.

[4] Die Existenzfähigkeit eines triklinen Natronanorthits hat Lemberg schon 1888 (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 641) vermuthet.

nung zu ersehen, ist die mit Luftblasen reichlich erfüllte Schmelze vollkommen entglast. Die einzelnen Kryställchen zeigen unregelmässige sechsseitige Umrisse und sind fast ausnahmslos durch wiederholte Zwillingsbildung charakterisirt. Die Auslöschung ist nirgends gerade. An einzelnen, etwa 0,076 mm langen Säulchendurchschnitten konnte die Auslöschungsschiefe zu circa 36° bestimmt werden. Bei der Untersuchung im convergenten Lichte gelang es leider nicht, ein deutliches Axenbild zu bekommen.

Es wurden nun 1,8 g Natronanorthit mit 190 ccm zweiprocentiger Kaliumcarbonatlösung 98 Stunden bei 174—179° im Digestor erhitzt. Die Umsetzung war nur unbedeutend. Erst nachdem die Behandlung weitere 97 Stunden bei 205—211° fortgesetzt wurde, verlief die Reaction energisch und erreichte gleichzeitig ihr Ende.

Wie beim Natronnephelinhydrat ist auch hier ein Drittel des Natrium, sowie des Aluminium in Form von Aluminat in Lösung gegangen, während Kalinatrolith zurückblieb nach folgender Gleichung:

$$3\,Na_2Al_2Si_2O_8 + 2\,K_2CO_3 + 6\,H_2O = 2\,(K_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,3\,H_2O) \\ + 2\,Na_2CO_3 + Na_2Al_2O_4$$

No. 8. Der aus schwach doppelbrechenden, bis 0,01 mm langen und 0,0006 mm breiten Nadeln bestehende Kalinatrolith.

	No. 8	No. 9	No. 10
H_2O	13,21	—	—
SiO_2	42,06	0,006	0,003
Al_2O_3	23,82	0,02	0,1605
K_2O	21,42	—	—
	100,51		

No. 9 und No. 10. Die bei der ersten und bei der zweiten Behandlung in Lösung gegangene Kieselsäure und Thonerde in Grammen.

Bei Natronnephelinhydrat ging der Process gleichmässig von Statten, hier dagegen war derselbe anfangs unmerklich, um nach gewisser Zeit fast ruckweise zu verlaufen. Derartige Erscheinungen hat LEMBERG wiederholt bei geschmolzenen und dann rasch zu Glas erstarrten Mineralien beobachtet[1].

Das Moleculargewicht des Natronanorthits $Na_2Al_2Si_2O_8$

---

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1888.) 646.

ist nach Obigem zum Mindesten zu verdreifachen. Seine Constitutionsformel wird nun lauten:

$$2Na_2Al_2Si_3O_{10} . Na_2Al_2O_4$$

Kalinephelin $K_2Al_2Si_2O_8$ und die Glimmergruppe.

Der Kalinephelin ist in der Natur unter dem Namen Kaliophilit resp. Phacelit bekannt, gehört aber, gleich dem Lithionnephelin (Eukryptit) zu den mineralogischen Seltenheiten. An eine Beschaffung dieser Minerale in einer zu Versuchen ausreichenden Menge war nicht zu denken; es wurden deshalb die Versuche an dem künstlich von mir erhaltenen (l. c. p. 133) Kalinephelin angestellt.

Als 3 g Kalinephelin anfangs mit 380 ccm, dann aber mit 500 ccm destillirten Wassers 296 Stunden bei 196—233° behandelt wurden, verlief der Process wesentlich anders [1], als bei dem Natronnephelin. Während letzterer in Natrolith, gelöstes Natriumaluminat und etwas Nakrit, als Nebenproduct, gespalten wurde, wird der Kalinephelin unter denselben Umständen in ein glimmerartiges, in Säuren schwer lösliches Product und freies Alkali gespalten. Das freie Alkali löst allerdings einen beträchtlichen Theil des Kalinephelins auf, so dass der Vorgang auch hier nicht ohne Nebenreactionen verläuft. Die in Folgendem aufgestellte Gleichung:

$$4K_2Al_2Si_2O_8 + 3H_2O = 2KH_2Al_4Si_4O_{16} + 6KOH$$

drückt daher nur die Hauptreaction — Spaltung in Kaliglimmer und freies Alkali — aus.

Von 3 g Kalinephelin wurden durch destillirtes Wasser gelöst nach einer Digestion von

	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	
97 Stunden bei 204—216°	0,0264	0,0325	0,1080	No. 11
97 „ „ 196—215	0,0561	0,0585	0,1399	„ 12
102 „ „ 223—233	0,0605	0,0733	0,1714	„ 13
296 Stunden	0,1430	0,1643	0,4193	

Das gebildete kaliglimmerartige Product enthielt noch recht viel unzersetzt gebliebenen Kalinephelin.

No. 14 giebt die Zusammensetzung des Gemenges.

[1] Die wiederholt von Lemberg beobachtete Verschiedenheit im Verhalten der entsprechenden Kali- und Natronsilicate kommt somit auch hier sehr deutlich zum Vorschein.

No. 15 giebt die Zusammensetzung des in kalter und verdünnter Salzsäure unlöslichen Antheils von No. 14 an.

	No. 14	No. 15
H_2O	7,27	23,39[1]
SiO_2	40,00	37,31
Al_2O_3	34,22	31,80
K_2O	18,51	7,50
	100,00	100,00

[1] No. 15 enthielt Papierfaser beigemengt, daher der hohe Glühverlust.

Anmerkung 1. Im Folgenden ist eine Reihe von Tastversuchen, die nicht zu Ende geführt wurden, mitgetheilt. — Es wurden 4,2 g Kalinephelin mit 500 ccm destillirten Wassers in einer Platinflasche 5 Wochen auf dem Dampfbade behandelt. Das Dampfbad war täglich circa 12 Stunden im Betrieb.

No. 16. Die in Lösung gegangenen Stoffe.

	No. 16
SiO_2	0,0105
Al_2O_3	0,018
K_2O	0,0391

Der Versuch wurde nicht fortgesetzt. — Noch weniger als durch destillirtes Wasser war durch kohlensäurehaltiges eine Abspaltung von Thonerde aus dem Kalinephelin erzielt worden. — Als 3,3 g des letzteren mit 22 ccm Wasser und 3,6 g Kohlensäure 117 Stunden bei 193—198° erhitzt wurden, gingen nur 0,0325 g Kali in Lösung. Sollte auch Thonerde abgespalten werden, so würde dieselbe, wie aus später mitzutheilenden Versuchen hervorgeht, in Form von Diaspor zur Abscheidung gelangen. Von Diasporkrystallen war aber nichts zu sehen. Das Product war nur zum Theil in Salzsäure löslich und ist wahrscheinlich ein Kaliglimmer gewesen. Zur Analyse reichte seine Menge nicht aus, da kaum ein Zehntel von angewandtem Kalinephelin umgesetzt worden ist. — Derselbe Versuch wurde noch bei Abwesenheit von Wasser, sonst aber unter genau denselben Bedingungen wiederholt. Die Kohlensäure äusserte gar keine Wirkung. — Ergebnisslos war auch ein Versuch, wo 10%ige Kaliumbicarbonatlösung zur Anwendung gelangte. — Es wurden schliesslich 3,5 g Kalinephelin mit 880 ccm 2%iger Kaliumcarbonatlösung 142 Stunden bei 209—219° erhitzt. Der Process verlief so langsam, dass eine Fortsetzung desselben aufgegeben wurde.

No. 17. Die in Lösung gegangenen Stoffe.

	No. 17
SiO_2	0,0521
Al_2O_3	0,0742

Der Kalinephelin spaltet auch Thonerde ab, doch geht dabei verhältnissmässig viel Kieselsäure in Lösung. Jedenfalls möchte ich dem Kalinephelin, analog dem Natronnephelinhydrat, auf Grund der stattgefundenen Thonerdeabspaltung folgende Constitutionsformel beilegen: $2K_2Al_2Si_3O_{10} . K_2Al_2O_4$.

Die Übereinstimmung der empirischen Formel des Kalinephelins mit derjenigen des Kaliglimmers, $(K, H)_2 Al_2 Si_2 O_8$, ferner die im Vorhergehenden constatirte Thatsache, dass der in Salzsäure klar lösliche Kalinephelin in eine dem Kaliglimmer ähnlich zusammengesetzte und, ebenso wie letzterer[1], in Salzsäure schwer lösliche Verbindung übergeführt werden kann, legt die Vermuthung nahe, dass diese beiden Minerale im Wesen gleich constituirt sind, also beide ein Drittel Thonerde und Alkali (nebst basischem Wasser beim Glimmer) anders gebunden enthalten, als die übrigen zwei Drittel. Die Formel des Kaliglimmers würde sein:

$$K_2 H_2 Al_4 Si_6 O_{20} . H_2 Al_2 O_4$$

ähnlich der des Kalinephelins (vergl. Anmerkung 1):

$$2 K_2 Al_2 Si_3 O_{10} . K_2 Al_2 O_4$$

Diese Annahme giebt uns auch einen Schlüssel in die Hand, den wechselnden Kieselsäuregehalt der Kaliglimmer zu erklären.

Hintze führt in seinem Handbuche der Mineralogie 120 Analysen verschiedener Kaliglimmer an (p. 634 ff.). Von diesen 120 Analysen müssen 19 ausgeschieden werden[2]. In den übrigbleibenden 101 Kaliglimmeranalysen entfallen auf eine Molekel Thonerde, das Eisenoxyd mitgerechnet, folgende Molekel Kieselsäure, und zwar:

in	6	Fällen	1,9	Molekel
„	25	„	2,0	„
„	21	„	2,1	„
„	19	„	2,2	„
„	5	„	2,3	„
„	4	„	2,4	„
„	3	„	2,5	„
„	6	„	2,6	„
„	1	„	2,7	„
„	4	„	2,8	„
„	5	„	2,9	„
„	1	„	3,0	„
„	1	„	3,1	„
	101	Fälle.		

[1] Z. B. in seiner als Sericit bekannten Modification.

[2] Und zwar aus folgenden Gründen: in den Sericitanalysen No. 1 bis No. 5 ist eine Beimengung von Quarz nicht ausgeschlossen; in No. 27

In den meisten Fällen (71 an der Zahl) ist das Verhältniss von $R_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2$, oder nahezu 1 : 2. In den übrigen Analysen durchläuft die Kieselsäuremenge alle Zwischenstufen, bis die äusserste Aciditätsgrenze mit $1 R_2O_3$ auf $3 SiO_2$ erreicht ist. Wie hängen nun diese sauren mit den basischen Glimmern zusammen? Tschermak lässt die ersteren aus den letzteren durch Hinzutritt der Gruppe $Si_2H_2O_5$ entstehen, und nennt den sauren Glimmer

$$2(R_2Al_2Si_2O_8) + Si_2H_2O_5$$

Phengit, während dem basischen

$$K_2H_4Al_6Si_6O_{24}$$

der Name Damourit beigelegt wird. Diese Annahme erscheint mir jedoch wenig wahrscheinlich. Es liegt näher für das saure Endglied des Kaliglimmers folgende Formel aufzustellen:

$$R_2Al_2Si_3O_{10}$$

und das basische Endglied als eine Verbindung von dem sauren Endgliede mit dem Aluminat anzusehen:

$$2R_2Al_2Si_3O_{10} . R_2Al_2O_4$$

unter R Wasserstoff und Kalium verstanden. Dann haben wir in den verschiedenen Glimmerarten einen gemeinsamen Complex $R_2Al_2Si_3O_{10}$. Die intermediären Glieder endlich lassen sich von dem basischen Endgliede durch eine theilweise Abspaltung der Gruppe $R_2Al_2O_4$ ableiten, vorausgesetzt, dass dieselben keine Gemenge sind. Es kommt nämlich bei den Glimmern gar nicht selten vor, dass mehrere Arten derselben, wie z. B. der Biotit und der Muscovit, regelmässig und innig mit einander verwachsen, so dass eine mechanische Trennung unmöglich erscheint. Eine ähnliche Verwachsung des sauren

---

und No. 28 ist das Analysenmaterial thatsächlich quarzhaltig gewesen; No. 32 führt 5,76 % BaO und 3 % MgO, gehört somit nicht zu dieser Gruppe; in No. 78 ist der Kaligehalt gar nicht angegeben; No. 79, 80 und 94 scheinen keine grosse Genauigkeit zu beanspruchen, besonders, was die Kieselsäure- und die Thonerdebestimmung betrifft: in No. 80 ist z. B. die Summe der Bestandtheile = 97,39 % gefunden, und man weiss nicht, welchem Bestandtheile das an sich nicht unbeträchtliche Deficit zuzuschreiben ist; in No. 84 und No. 85 ist der Magnesia- und Eisenoxydulgehalt für einen Kaliglimmer zu beträchtlich; ebenso wenig gehören hierher die thonerde- und natronreichen Glimmer No. 102—105. — Die nöthigen Litteraturangaben findet man bei Hintze l. c.

mit dem basischen Endgliede der Kaliglimmerreihe, und zwar in wechselnden Verhältnissen, wäre ebenfalls nicht ausgeschlossen.

Das Verhältniss von Kalium zum Wasserstoff im Kaliglimmer ist nicht constant. Das häufigste Verhältniss, und zwar sowohl bei basischen wie auch bei sauren Vertretern dieser Reihe, ist K : H = 1 : 1 resp. 1 : 2. Die Formeln der Endglieder lauten demnach:

$$K\,H\,Al_2Si_3O_{10} \quad \ldots\ldots\ldots \quad I$$
$$K_2H_4Al_6Si_9O_{30} \quad \ldots\ldots\ldots \quad II$$
$$K_3H\,Al_4Si_6O_{20}\,.\,H_2Al_2O_4 \quad \ldots\ldots \quad III$$
$$K_2H_2Al_4Si_6O_{20}\,.\,H_2Al_2O_4 \quad \ldots\ldots \quad IV$$

Dass das Kalium in der Formel IV nicht in die Aluminatgruppe gehört, geht schon aus der genetischen Beziehung des Kaliglimmers zum Nephelin hervor, in welchem das zunächst abspaltbare Kali dasjenige ist, welches in Form von Aluminat an Thonerde gebunden ist. Soll schliesslich wirklich zwischen den vier angeführten Glimmerarten ein genetischer Zusammenhang bestehen, indem die sauren Endglieder aus den basischen durch Abspaltung der Gruppe $R_2Al_2O_4$ abzuleiten sind, so muss auch das Moleculargewicht von I versechsfacht, von II verzweifacht und von III und IV verdreifacht werden. Wir gelangen auf diese Weise zu folgenden Constitutionsformeln der Kaliglimmer:

$$K_6H_6Al_{12}Si_{18}O_{60}$$
$$K_4H_8Al_{12}Si_{18}O_{60}$$
$$K_9H_3Al_{12}Si_{18}O_{60}\,.\,H_6Al_6O_{12}$$
$$K_6H_6Al_{12}Si_{18}O_{60}\,.\,H_6Al_6O_{12}$$

Ausser diesen giebt es noch kaliärmere und dementsprechend wasserreichere Glimmerarten, und diese sind es wahrscheinlich, die den Übergang zum Kaolin vermitteln.

Was endlich den an sich sehr unbedeutenden Magnesia- und Eisenoxydulgehalt der Kaliglimmer betrifft, so lässt sich darüber im Augenblick nichts Bestimmtes aussagen. Sind diese Stoffe als $2RO\,.\,SiO_2$, also als Olivin in der Glimmermolekel vorhanden, wie dieses Tschermak z. B. für Meroxen annimmt, dann muss die Acididät[1] des nach Abzug von $2RO\,.\,SiO_2$ zurückbleibenden Restes sich ändern, und zwar entsprechend der geringen Menge dieser Stoffe, ein wenig sinken.

[1] Auf Thonerde bezogen.

Übereinstimmend mit der Formel IV wird die Constitution des als Paragonit bezeichneten Natronglimmers folgendermaassen ausgedrückt:

$$Na_6H_6Al_{12}Si_{18}O_{60}\,.\,H_6Al_6O_{12}$$

Über die Constitution der übrigen Glimmerarten können nur Vermuthungen ausgesprochen werden. Experimentelle Anhaltspunkte sind zur Zeit absolut nicht vorhanden.

Die Sodalithgruppe.

Es wurde schon in der Einleitung hervorgehoben, dass man den Sodalith auffassen kann als Natronnephelinhydrat, in welchem das Krystallwasser durch Chlornatrium ersetzt worden ist. Eine wesentliche Stütze dieser Ansicht würde nun gewonnen, wenn es gelingen sollte, aus dem Sodalith Spaltungsproducte zu erhalten, welche mit denjenigen aus Natronnephelinhydrat eine Übereinstimmung zeigten. Zu dem Ende wurden mehrere künstliche, sowie natürliche Sodalithe einer vergleichenden Untersuchung unterworfen. Es erwies sich, dass in der That die Analogie eine vollkommene ist: wie das Natronnephelinhydrat spalten auch die Sodalithe ein Drittel Natrium und Thonerde in Form von Aluminat ab und gehen bei der Behandlung mit kohlensaurer Kalilösung, unter gleichzeitigem Verlust der hinzuaddirten Salze, in Kalinatrolith über.

No. 18. Der blaue Chloridsodalith aus dem Eläolithsyenit von Ditró, vermittelst Kaliumquecksilberjodidlösung isolirt.

4 g desselben mit 2 %iger Kaliumcarbonatlösung zuerst 77 Stunden bei 192—195°, dann mit erneuerter Lösung weitere 78 Stunden bei 211—214° behandelt, spalteten sich in Kalinatrolith, Natriumaluminat und Kochsalz nach folgender Gleichung:

$$3\,Na_2Al_2Si_2O_8\,.\,2\,NaCl + 2\,K_2CO_3 + 6\,H_2O = 2\,Na_2CO_3 + 2\,NaCl$$
$$+ 2\,(K_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,3\,H_2O) + Na_2Al_2O_4$$

No. 19. Der gebildete Kalinatrolith, neben winzigen Nädelchen, hauptsächlich aus Globuliten bestehend.

No. 20 und No. 21. Die in Lösung gegangenen Stoffe, in Grammen ausgedrückt.



	No. 18	No. 19	No. 20	No. 21	No. 20 + No. 21	Ber.
H_2O	1,45	12,50	—	—	—	—
SiO_2	36,90	43,52	0,0106[1]	0,03	0,0406	—
Al_2O_3	31,60	22,73	0,3873	0,066	0,4533[2]	0,421
CaO	0,05	—	—	—	—	—
K_2O	—	21,25	—	—	—	—
Na_2O	18,92	—	—	—	—	—
NaCl	11,15	—	—	—	—	—
	100,07	100,00				

Im Folgenden sind noch Versuche mit künstlichen Sodalithen mitgetheilt.

Zunächst wurden 4 g des schon früher[3] auf nassem Wege erhaltenen Chloridsodaliths $3Na_2Al_2Si_2O_8 . 2NaCl$ mit 500 ccm 2 %iger Kaliumcarbonatlösung 122 Stunden bei 200—210° erhitzt, und, da die Reaction nicht zu Ende war, weitere 126 Stunden mit erneuerter Lösung bei 184—187° die Behandlung fortgesetzt.

No. 23. Die Zusammensetzung des gebildeten Kalinatroliths. Derselbe war zum Theil in 0,03 mm grossen Kugeln und 0,014 mm langen und 0,0001 mm breiten Nadeln, zum Theil in 0,0004 mm grossen Globuliten und schwach doppelbrechenden Körnchen ausgebildet.

---

[1] Wie früher, rührt die Kieselsäure davon her, dass Kalinatrolith im alkalischen Wasser etwas löslich ist.

[2] Zieht man hiervon die vom mitgelösten Kalinatrolith herrührende Thonerde = 0,023 g ab, so bleiben 0,4303 g Thonerde nach, was mit dem nach obiger Gleichung berechneten Werthe = 0,421 g gut übereinstimmt.

Anmerkung 2. Als 3 g Sodalith von Vesuv, dessen Analyse weiter unten mitgetheilt wird, mit 1 Liter 1 %iger Kaliumcarbonatlösung 7 Tage auf dem Dampfbade behandelt wurden, verlief der Process bedeutend langsamer, doch immer in demselben Sinne, wie bei 200°.

No. 22. Die bei demselben in Lösung gegangenen Stoffe, mit Ausnahme von Natron, welches nicht bestimmt wurde.

	No. 22
SiO_2	0,0786
Al_2O_3	0,0844
NaCl	0,092

Es scheint verhältnissmässig viel von gebildetem Natrolith in Lösung gegangen zu sein. Der Versuch wird fortgesetzt.

[3] Thugutt, Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) 2. 70. No. 8.

	No. 23	No. 24
H_2O	12,76	13,50
SiO_2	42,55	41,81
Al_2O_3	23,45	23,44
K_2O	21,06	21,25
	99,82	100,00

No. 24 ist ein Kalinatrolith, erhalten durch ebensolche Behandlung von 4 g Sulfatsodalith (l. c. p. 83. No. 17). $3Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_2SO_4 . 3H_2O$.

Einwirkungsdauer und Temperatur:

100 Stunden bei 176—181° und
101 „ „ 196—204

Unter dem Mikroskop waren 0,0003 mm grosse Globulite und 0,0057 mm lange und 0,0003 mm breite Longulite zu sehen.

Bei beiden Versuchen gingen bedeutende Mengen Thonerde als Aluminat in Lösung, die jedoch nicht quantitativ bestimmt wurden.

Nach Allem würde die Sodalithformel folgenden Ausdruck erhalten:

$$2Na_2Al_2Si_2O_{10} . Na_2Al_2O_4 . 2NaCl$$

Dieses Moleculargewicht ist auf Grund meiner früher geäusserten Überlegungen[1] noch zu verdreifachen. Wir hätten demnach:

$$8Na_2Al_2Si_2O_{10} . 4Na_2Al_2O_4 . 8NaCl$$

als Minimum des Moleculargewichtes des Sodaliths.

Setzen wir in letzterem Ausdrucke $4Na_2SO_4$ an Stelle von 8NaCl, so bekommen wir die Constitutionsformel des Sulfatsodaliths, des sogenannten Noseans; bei $4Na_2S_2$ — die des Bisulfidsodaliths, gewöhnlich Ultramarin bezeichnet u. s. w.

Während alkalische Kaliumcarbonatlösungen eine Spaltung des Sodaliths in Kalinatrolith, Kochsalz und Natriumaluminat bewirken, verläuft der Vorgang bei der Einwirkung von neutral reagirenden Kalisalzen ähnlich, doch etwas abweichend von der auf p. 563 beschriebenen Einwirkung des reinen Wassers auf Kalinephelin. Es spaltet sich der Sodalith in Kochsalz, in ein in Salzsäure schwerlösliches glimmerartiges Product, in Kalinatrolith, Alkalialuminat und freies Alkali.

Es wurden 500 ccm 2 %iger Chlorkaliumlösung auf 3 g

[1] Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) 2. 128.

Sodalith von Ditró genommen. Die Lösung musste drei Mal erneuert werden, bis die Hauptmasse Natrium durch Kalium im Sodalithe ersetzt werden konnte. Ein Theil des letzteren blieb immer noch unzersetzt zurück.

No. 25—28. Die bei jedesmaliger Behandlung mit Chlorkalium in Lösung gegangenen Stoffe.

No. 29. Das aus unregelmässigen Körnern und Globuliten bestehende Product nebst 6,04 % unzersetzt gebliebenem Sodalith (aus dem Chlorgehalte berechnet).

	SiO_2	Al_2O_3	
nach 96 Stunden bei 186—195° . . .	0,0016	0,0670	No. 25
„ 96 „ „ 196—201 . . .	0,0015	0,0465	„ 26
„ 93 „ „ 190—194 . . .	Spur	0,01	„ 27
„ 100 „ „ 204—205 . . .	Spur	0,011	„ 28
385 Stunden	0,0031	0,1345	

	No. 29	No. 29a
H_2O	11,60	12,40
SiO_2	41,17	41,59
Al_2O_3	29,58	29,56
K_2O	15,22	16,27
Na_2O	1,66	0,18
Cl	0,37	—
	99,60	100,00
$Cl_2 = O$	0,08	
	99,52	

No. 29a = No. 29 nach Abzug von Sodalith. Ein Gemenge, bestehend aus Kalinatrolith $K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O$ und einem dem Kaliglimmer nahestehenden Silicate (vergl. Versuch No. 11—15).

Als 2,2 g desselben Sodaliths von Ditró mit 2 %iger Natriumcarbonatlösung erhitzt wurden, trat wohl nach 102stündiger Einwirkungsdauer beinahe alles Chlornatrium aus, die Abspaltung von Natriumaluminat war aber gering und nahm bei fortgesetzter Behandlung nur wenig zu[1].

[1] Es gingen in Lösung nach der Einwirkung von

	SiO_2	Al_2O_3	
200 ccm während 102 Stunden bei 215—219°	0,0015	0,064	No. 30
500 „ „ 96 „ „ 183—191	0,034	0,046	„ 31
200 „ „ 98 „ „ 174—179	0,0075	0,0035	„ 32
296 Stunden	0,0430	0,1135	

Ferner trat zum Theil an Stelle von Chlornatrium das Natriumcarbonat ein. Es bildete sich ein Carbonatsodalith, dessen Zusammensetzung die Analyse No. 33 angiebt[1].

No. 33a entspricht der Formel:

$$5\,Na_6\,Al_6\,Si_7\,O_{26}\,.\,3\,Na_2\,CO_3\,.\,22\,H_2O$$

	No. 33	No. 33a
H_2O	7,28[2]	7,51
SiO_2	40,03	39,82
Al_2O_3	28,97	29,01
Na_2O	21,20	21,16
CO_2	2,52	2,50
	100,00	100,00

Letzterer Versuch ist vielleicht angethan, uns einen Aufschluss über die Constitution der sauren Carbonatsodalithe (Cancrinite) zu geben. Die basischen künstlichen von Lemberg[3], sowie von mir[4] erhaltenen Producte schliessen sich vollkommen an die Chloridsodalithreihe an (l. c. p. 128). Die natürlichen Cancrinite, von dem ihnen so eigenthümlichen Kalkgehalt abgesehen, sind fast ausnahmsweise saurer. Das Verhältniss von Thonerde zur Kieselsäure kommt in ihnen so

---

Anmerkung 3. Eine Abspaltung von Aluminat findet auch bei natürlichem Cancrinit statt: 3,2 g Cancrinit von Brevig mit destillirtem Wasser 204 Stunden bei 220—231° behandelt, liessen folgende Stoffe in Lösung gehen:

	No. 34	No. 35
SiO_2	0,0061	0,0072
Al_2O_3	0,03	0,029
CaO	0,0011	—
Na_2O	0,0941	0,0967

Das ausgezeichnete und schon analysirte Cancrinitmaterial verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Professor Dr. Lemberg. Vergl. auch dessen Analyse in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1887.) 598.

[1] Das von ausgeschiedenem Eisenoxyd rosaroth gefärbte Product wies unter dem Mikroskop viele doppelbrechende Körner, neben spärlichen, 0,01 mm grossen, sechsseitigen, an den Ecken abgerundeten Blättchen und kleinen, stark doppelbrechenden, gerade auslöschenden, vielleicht hexagonalen Säulchen auf.

[2] Aus der Differenz.

[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1876.) 580; (1883.) 583 ff., 593, 607; (1885.) 962; (1887.) 563, 572, 583, 599; (1888.) 651, 655.

[4] Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) 2. 101, 103—107.

ziemlich demjenigen in Nephelin nahe[1]. Noch mehr Kieselsäure ($Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 3$) enthalten die aus dem Skapolith, Prehnit und Skolecit erhaltenen Carbonatsodalithe LEMBERG's[2]. Das sind auch, zur Zeit wenigstens, die sauersten Vertreter dieser Reihe.

Es fragt sich nun, wie hängen die sauren Carbonatsodalithe mit den basischen zusammen? Nach obigen Versuchen scheint folgende Deutung das Richtige zu treffen. Das alle Sodalithe verknüpfende Glied ist der Natrolith. Derselbe, mit Natriumcarbonat chemisch verbunden, liefert den sauersten Carbonatsodalith — $2 Na_2Al_2Si_3O_{10} . Na_2CO_3 . x H_2O$. Tritt auch Nariumaluminat hinzu, so bekommen wir die basischen Glieder dieser Reihe. Die unterste Grenze ist erreicht, wenn das Verhältniss von Thonerde zur Kieselsäure gleich 1 : 2 ist — $2 Na_2Al_2Si_3O_{10} . Na_2Al_2O_4 . Na_2CO_3 . x H_2O$.

Die sauersten Carbonatsodalithe erhielt LEMBERG in concentrirter Natriumcarbonatlösung. Es ist sehr wahrscheinlich, dass dieselben in verdünnter Lösung nicht mehr bestehen würden, so wie sie auch in der Natur, wo meist nur sehr verdünnte Lösungen vorkommen, bis jetzt nicht beobachtet wurden. Ganz anders die Glieder mit mittlerem Kieselsäuregehalt. Diese bestehen auch in verdünnter Lösung. Ihr Carbonatgehalt[3] scheint ebenso wie bei den basischen Gliedern der Reihe mit dem Wassergehalte in einem engen und namentlich reciproken Verhältnisse zu stehen: mit steigendem Carbonatgehalte nimmt der Wassergehalt ab und umgekehrt[4]. Bei den carbonatreichsten Sodalithen entfällt eine Molekel Carbonat auf je sechs Molekel Kieselsäure im Silicat, und dieses sowohl bei basischen, wie auch bei sauren Vertretern dieser Reihe.

Wirkt destillirtes Wasser auf Sodalith ein, so verläuft der Process ähnlich, wie bei der Einwirkung von destillirtem Wasser auf Natriumnephelinhydrat (p. 559). Es zerfällt der Sodalith in Natrolith, Natriumaluminat, Kochsalz, als Haupt-

---

[1] Vergl. auch die künstlichen Producte LEMBERG's, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 584. No. 5a, 607. No. 34a; (1885.) 963. No. 4a, 965. No. 5d (Chloridsodalith).

[2] Daselbst (1887.) 572, 580, 581.

[3] Vergl. die Cancrinitanalysen bei HINTZE, Handb. d. Min. (1892.) 881.

[4] THUGUTT, Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) 2. 79 u. 127.

producte, und untergeordnet bildet sich ein nakritartiges Silicat unter gleichzeitiger Abspaltung von Natriumhydroxyd[1].

Als 3,4 g Sodalith von Ditró während 117 Stunden mit 500 ccm destillirten Wassers bei 193—198° erhitzt wurden, gingen in Lösung No. 36. Nach weiterer 115stündiger Behandlung mit destillirtem Wasser bei 203—206° gingen in Lösung No. 37.

	No. 36	No. 37
SiO_2	0,01	0,03
Al_2O_3	0,204	0,047
Na_2O	0,222	0,057
NaCl	0,29	0,06

Die insgesammt ausgetretene Menge Natron beträgt $\frac{4}{5}$ des im Sodalith enthaltenen[2]. An Thonerde sind $\frac{3}{5}$ ausgetreten[3].

Die Zusammensetzung des Hauptproductes, eines Gemenges von Natrolith und zum Theil in Salzsäure löslichen Nakrits, giebt No. 38 an.

	No. 38	No. 38 a	No. 38 b	
H_2O	9,78	8,42	1,36	} 8,67
SiO_2	46,26	42,10	4,16	
Al_2O_3	27,00	23,85	3,15	
Na_2O	14,50	14,50	—	
R[4]	2,92	—	2,92	
	100,46	88,87	11,59	

[1] Vergl. die aufgestellte Reactionsgleichung bei Natriumnephelinhydrat (p. 559).

[2] Berechnet 0,285 g Na_2O, gefunden 0,279 g.

[3] Berechnet 0,239 g Al_2O_3, gefunden 0,251 g.

[4] Der in Salzsäure ungelöst gebliebene Nakritrest.

Anmerkung 4. Vergrössert man die Menge des einwirkenden Wassers, so erfolgt die Spaltung des Sodaliths in seine Bestandtheile noch viel rascher. — Es wurden 3 g Sodalith von Ditró mit 880 ccm destillirten Wassers 120 Stunden bei 222—228° erhitzt, wobei die unter No. 39 angeführten Stoffe in Lösung gingen.

	No. 39	No. 40
H_2O	—	13,87
SiO_2	0,0349	38,40
Al_2O_3	0,2324	39,71
Na_2O	0,2848	8,02
NaCl	0,31	—
		100,00

Ungelöst zurückgeblieben sind, neben etwas unzersetztem Sodalith, Natrolith, Nakrit und etwas hydratische Thonerde. Letztere rührt davon

Aus dem 14,50 % betragenden Natrongehalte des Gemenges No. 38 berechnet sich die Menge des Natroliths zu 88,87 % (No. 38a). Letztere Zahl von No. 38 abgezogen, giebt den durch Salzsäure zersetzbaren Antheil von Nakrit 8,67 % (No. 38b).

Wie wir sehen, verhält sich der Sodalith auch dem destillirten Wasser gegenüber ganz ebenso, wie der Natronnephelinhydrat. Das Natriumchlorid ausgenommen, treten in beiden Fällen nicht allein dieselben Spaltungsproducte auf, sondern auch die Nebenreactionen scheinen denselben Verlauf zu nehmen. Was die letzteren betrifft, so ist es nicht unwahrscheinlich, dass bei Anwendung sehr verdünnter Natronlauge dieselben sich ganz vermeiden liessen. Einen gewissen Anhaltspunkt giebt uns dafür der Versuch No. 19 nämlich, wo der Sodalith mit 2 %iger Kaliumcarbonatlösung behandelt wurde. Das Kaliumcarbonat unterliegt bekanntlich der Hydrolyse; in der Lösung entsteht freies Alkali[1]. In Gegenwart eines Überschusses des letzteren konnte das abgespaltene Alkalialuminat in Lösung bestehen. Es gelangte thatsächlich nicht eine Spur Thonerde zur Abscheidung. Ferner verhinderte die Massenwirkung des überschüssigen Kali, dass mehr Alkali als Thonerde aus dem $R_2 Al_2 Si_2 O_8$ abgespalten werde. Dagegen waren bei der Einwirkung von destillirtem Wasser alle diese Nebenvorgänge nicht zu vermeiden, und es traten bei Kalisilicaten glimmerartige Stoffe, bei Natronsilicaten Nakrit als Nebenproducte auf. Ähnlich wie destillirtes Wasser wirken auch verdünnte Lösungen solcher Alkalisalze, die der Hydrolyse nicht unterliegen. Ich verweise hier auf den Versuch No. 29, wo auf den Sodalith von Ditró 2 %ige Chlorkaliumlösung zur Einwirkung gelangte. Das Product war ein Glimmer.

Natronsalze compliciren die Reaction insofern, als sie sich

her, dass das gelöste Natriumaluminat, beim Auswaschen des Gemenges auf dem Filter, zum Theil in hydratische Thonerde und freies Alkali zerfällt.

No. 40 giebt die Zusammensetzung des Gemenges an.

[1] In einer $\frac{1}{10}$ normalen, also nahezu 1 %igen Natriumcarbonatlösung sind nach SHIELDS (Phil. Mag. **35**. 363; auch Berl. Ber. (1893.) **26**. 357) 3,17 % Natriumcarbonat hydrolysirt. Für das Kaliumcarbonat sind ähnliche Zahlen zu erwarten, ja in unserem Fall sogar höhere, da die Hydrolyse sich mit der Temperatur verstärkt.

mit dem abgespaltenen Silicate wiederum zu sodalithartigen Stoffen vereinigen. Bei der Einwirkung einer verdünnten Natriumcarbonatlösung auf den gewöhnlichen Chloridsodalith erhielten wir einen sauren Carbonatsodalith als Product (No. 33).

Aus Allem ersehen wir, dass die Reaction

$$3 R_2 Al_2 Si_2 O_8 = 2 R_2 Al_2 Si_3 O_{10} + R_2 Al_2 O_4$$

einzig und allein durch destillirtes Wasser bedingt wird. Die Gegenwart von Alkalisalzen kann dieselbe begünstigen oder auch compliciren, je nach der Natur der negativen und positiven Jonen derselben. Nimmt die Concentration der einwirkenden Salze über ein gewisses Maass zu, dann kommt diese Reaction überhaupt gar nicht zu Stande[1].

Nachdem wir die Spaltungsproducte des Sodaliths näher kennen gelernt haben, ist es unsere weitere Aufgabe, aus den Spaltungsproducten die ursprüngliche Verbindung wieder aufzubauen.

Es wurden 1,7 g Kalinatrolith No. 2 mit 8,74 g Aluminiumchlorid, 15,50 g Natriumhydroxyd[2] und 150 ccm Wasser 77 Stunden bei 192—195° erhitzt. Es bildete sich ein Sodalith[3] No. 41 nach folgender Gleichung:

$$4(K_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 3 H_2 O) + 2 Na_2 Al_2 O_4 + 4 NaCl + 8 NaOH =$$
$$4 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 2 Na_2 Al_2 O_4 . 4 NaCl . 3 H_2 O + 8 KOH + 9 H_2 O$$

In der einwirkenden Lösung konnten nur 0,0004 g Kieselsäure nachgewiesen werden.

No. 41 a.* Die nach der Formel $8 Na_2 Al_2 Si_2 O_8 . 4 NaCl . 3 H_2 O$ berechnete Zusammensetzung eines Sodaliths.

Es wurden ferner 2 g des Kalinatroliths No. 24 mit einer Lösung von 30 g Natriumalaun, 15,50 g Natriumhydroxyd in 150 ccm Wasser bei 184—190° während 79 Stunden behandelt. Es bildete sich der Sulfatsodalith[4] No. 42 nach folgender Gleichung:

$$2(K_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 3 H_2 O) + Na_2 Al_2 O_4 + Na_2 SO_4 + 4 NaOH =$$
$$2 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . Na_2 Al_2 O_4 . Na_2 SO_4 . 3 H_2 O + 4 KOH + 3 H_2 O$$

---

[1] Vergl. unten Theil II.

[2] Das Natriumhydroxyd ist im Überschuss genommen, um alle Thonerde des Aluminates in Lösung zu erhalten.

[3] Bestehend aus lauter Globuliten und 0,006 mm grossen Körnchen.

[4] Von ausgeschiedenem Eisenoxyd hellrosaroth gefärbt.

	No. 41	No. 41 a	No. 42	No. 43
H_2O	2,39	2,11	6,09	2,27
SiO_2	36,21	37,50	34,52	37,13
Al_2O_3	31,63	31,87	29,35	32,16
Na_2O	25,09	24,18	18,12	24,09
Cl	5,43	5,55	—	5,61
Na_2SO_4	—	—	11,89	—
	100,75	101,21	99,97	101,26
$Cl_2 = O$	1,22	1,21		1,26
	99,53	100,00		100,00

Endlich wurde der natürliche Natrolith vom Hohentwiel[1] einer ebensolchen Behandlung wie No. 41 unterworfen. Die Einwirkung dauerte 77 Stunden bei einer Temperatur von 193—194°. Es bildete sich ebenfalls ein Sodalith No. 43[2].

Es unterliegt demnach keinem Zweifel, dass der Natrolith durch Aufnahme von Natriumaluminat und von Natriumchlorid in Sodalith übergeführt wurde. Die von mir auf Grund der erzielten Spaltungen abgeleitete Constitutionsformel des letzteren:

$$8\,Na_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,4\,Na_2Al_2O_4\,.\,8\,NaCl$$

findet auch in obigen Synthesen eine Bestätigung.

Metamerien innerhalb der Sodalithreihe.

Die Constitutionsformel $8\,Na_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,4\,Na_2Al_2O_4\,.\,8\,NaCl$ gilt sowohl für den natürlichen Sodalith von Ditró, wie auch für das früher aus Kaolin erhaltene künstliche Product. Beide Sodalithe sind dennoch nicht identisch. Der Sodalith von Ditró giebt bei der Behandlung mit Chlorcalciumlösung alles Chlor als Chlornatrium ab und geht in das Calciumnephelinhydrat über, während der künstliche hydrogene Sodalith, unter sonst gleichen Umständen Calciumchloridsodalith $9\,CaAl_2Si_2O_8\,.\,2\,CaCl_2\,.\,20\,H_2O$ liefert[3]. Da der Verschluss des Digestors mir damals versagte, so blieb der

[1] Das schon analysirte Material verdanke ich der grossen Freundlichkeit des Herrn Professor Lemberg. Vergl. auch seine Analyse, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1876.) 550. No. 4.

[2] Neben überwiegenden Globuliten haben sich einzelne Rhombendodekaëder gebildet. — Das Gewicht des erhaltenen Sodaliths betrug etwas über 2,5 g, während 2 g Natrolith zum Versuch genommen wurden. — In der einwirkenden Lösung konnten im Ganzen 0,0036 g Kieselsäure nachgewiesen werden.

[3] Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) 2. 119 ff.

Wassergehalt des Calciumnephelins $Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8$ unbekannt. In Folgendem ist der Versuch noch einmal wiederholt und zugleich Sodalithe anderer Fundorte einer vergleichenden Untersuchung unterzogen.

Bei allen Versuchen ohne Ausnahme wurde 15 $^0/_0$ige Chlorcalciumlösung[1] verwendet, und zwar 190 ccm derselben auf je 3 g Sodalith. Die einwirkende Lösung wurde von circa 100 zu 100 Stunden erneuert, bis alles Natrium aus dem Sodalith ausgetreten und durch Calcium ersetzt war.

No. 44. Doppelbrechende Körner und Globulite, erhalten aus dem Sodalith von Ditró[2] nach 387 stündlicher Einwirkung bei 186—211°.

No. 44a entspricht der Formel $8\,Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8\,.\,11\,H_2O$.

No. 45. Sodalith aus dem Eläolithsyenit von Miask[3]. Blau, nicht mehr ganz frisch, bildet dünne Lagen längs Spalten und Rissen im Eläolith[4].

No. 46. Globulite und Margarite, erhalten aus No. 45 nach 387 stündlicher Einwirkung bei 182—205°.

	No. 44	No. 44 a	No. 45	No. 46
H_2O	8,29	8,17	3,01	10,94[5]
SiO_2	39,47	39,64	37,75	39,17
Al_2O_3	33,72	33,69	31,04	32,98
CaO	18,25	18,50	0,27	17,10
K_2O	—	—	0,54	—
Na_2O	—	—	22,92	0,66
Cl	—	—	6,16	—
	99,73	100,00	101,69	100,85
$Cl_2 = O$			1,39	
			100,30	

No. 47. Sodalith von Turkestan, intensiv blau gefärbt, stammt von dem als Glaukolith vom Baikalsee im Riksmuseum zu Stockholm bezeichneten Handstücke (No. 5192)[6]. Mit

[1] Es ist darauf zu achten, dass die Calciumchloridlösung neutral reagire.

[2] Vergl. dessen Analyse p. 18.

[3] No. 45 und No. 47 verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Bergingenieurs Lösch, Conservator an der Bergakademie in St. Petersburg, und der gütigen Vermittelung des Herrn Professor Lemberg.

[4] Hydrostatisch isolirt.

[5] Davon gingen im Exsiccator nach Verlauf von 4 Tagen 2,25 $^0/_0$ weg.

[6] Vergl. Brögger und Bäckström, Zeitschr. f. Kryst. (1891.) **18**. 222.

Kaliumquecksilberjodidlösung von allen beigemengten Mineralen vollkommen befreit.

No. 47a entspricht der Formel $3 Na_2 Al_2 Si_2 O_8 . 2 NaCl$.

No. 48. Das nach 379 stündiger Behandlung bei 186—206° erhaltene Product, nach Abzug von 42,33 % unzersetzt gebliebenen Sodalith.

No. 48a entspricht der Formel $4 Ca Al_2 Si_2 O_8 . 9 H_2O$.

	No. 47	No. 47a	No. 48	No. 48a
H_2O	0,10	—	12,36	12,72
SiO_2	37,24	37,15	37,63	37,68
Al_2O_3	31,75	31,58	32,29	32,02
CaO	—[1]	—	17,72	17,58
Na_2O	25,28	25,59	—	—
Cl	7,23	7,33	—	—
	101,60	101,65	100,00	100,00
$Cl_2 = O$	1,63	1,65		
	99,97	100,00		

No. 49. Sodalith von Arendal, blau, concentrisch-schalig, chalcedonähnlich, sehr an die von Brögger[2] gegebene Beschreibung eines vermuthlich hydrogenen Sodaliths von Klein-Arö erinnernd. Nicht mehr ganz frisch; ein Theil Chlornatrium ist durch Wasser ersetzt.

No. 49a entspricht der Formel $4 Na_2 Al_2 Si_2 O_8 . 2 NaCl . 2 H_2O$.

No. 50. Globulite, erhalten aus No. 49 nach 383 stündiger Einwirkung von Chlorcalciumlösung bei 196—211°.

No. 51. Schneeweisser Sodalith vom Vesuv, von beigemengtem Sanidin und Augit mit Kaliumquecksilberjodid getrennt. Mit Säuren begossen, oder auch für sich im Achatmörser gerieben, entwickelt er Schwefelwasserstoff. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Sulfhydratsodalith (Ultramarinweiss)[3].

---

[1] Die Kalkbestimmung verunglückte; die Spur von Schwefel wurde nicht besonders bestimmt.

[2] Zeitschr. f. Kryst. (1890.) **16**. 180.

[3] Vergl. Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 585, 595; Thugutt, Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) **2**. 94. Vor Kurzem hat Weinschenk (Tschermak's Mineral.-petrogr. Mitth. (1893.) **13**. 170) in Noseanen und Haüynen der Phonolithe des Hegaus ebenfalls farbloses Ultramarin nach dem Verfahren von Lemberg mikrochemisch nachgewiesen.

No. 52. Nach 481 stündiger Behandlung von No. 51 mit Chlorcalciumlösung bei 182—211° erhaltene Globulite und winzige doppelbrechende Nadeln.

	No. 49	No. 49 a	No. 50	No. 51	No. 52
H_2O	2,76	2,79	8,15[1]	1,46	10,05[2]
SiO_2	37,82	37,24	40,32	36,19	38,43
Al_2O_3	31,15	31,65	33,10	31,36	32,62
CaO	0,33	—	17,05	0,13	17,36
K_2O	0,13	—	—	1,56	—
Na_2O	23,03	24,05	1,42	23,74	0,68
Cl	5,64	5,51	Spur	6,92	—
	100,86	101,24	100,04	101,36	99,14
$Cl_2 = O$ . . .	1,27	1,24		1,56	
	99,59	100,00		99,80	

Der Wassergehalt aller dieser Producte ist nicht constant, am grössten ist derselbe bei der Analyse No. 48; bei den übrigen schwankt er jedoch innerhalb ziemlich enger Grenzen. Ein Theil des Wassers (namentlich der im Exsiccator abgegebene) wird wahrscheinlich hygroskopisches Wasser sein, was ja bei der Feinheit des Pulvers nicht sehr auffallen kann. Ausserdem bestehen noch Unterschiede in der Umsetzungsgeschwindigkeit. Der künstliche pyrogene Sodalith setzt sich am raschesten um und hat auch den geringsten Wassergehalt. Am langsamsten setzt sich der turkestansche Sodalith um und zeigt nach der Umsetzung den höchsten Wassergehalt.

Im Allgemeinen verhalten sich die eben untersuchten Sodalithe, sowohl unter einander als auch mit dem früher von mir beschriebenen künstlichen pyrogenen Sodalithe (l. c. p. 121) verglichen, sehr ähnlich; sie tauschen alle in nahezu gleichen Zeiträumen ihr Natrium gegen Calcium aus und geben, bei gleichzeitiger Wasseraufnahme, ihr Chlornatrium ab, nach folgender Gleichung:

$$12\,Na_2Al_2Si_2O_8 \,.\, 8\,NaCl + 12\,CaCl_2 + x\,H_2O = 32\,NaCl$$
$$+ 12\,CaAl_2Si_2O_8 \,.\, x\,H_2O$$

Auf Grund des geschilderten Verhaltens hätten wir drei metamere Sodalithe von der Zusammensetzung

[1] Davon werden im Exsiccator 1,60 % H_2O nach 48 Stunden abgegeben.

[2] Im Exsiccator werden nach Verlauf von 4 Monaten 4 % H_2O abgegeben.

$$8\,Na_2\,Al_2\,Si_3\,O_{10}\,.\,4\,Na_2\,Al_2\,O_4\,.\,8\,Na\,Cl$$

zu unterscheiden:

1. den künstlichen hydrogenen Sodalith, der mit Chlorcalcium einen Chlorcalciumsodalith liefert:

$$3(3\,Na_2\,Al_2\,Si_2\,O_8\,.\,2\,Na\,Cl) + 11\,Ca\,Cl_2 + 20\,H_2\,O = 24\,Na\,Cl + 9\,Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8\,.\,2\,Ca\,Cl_2\,.\,20\,H_2\,O$$

2. den Sodalith der Eläolithsyenite (Arendal, Ditró, Miask[1]), sowie denjenigen vom Vesuv, mit wasserärmerem Calciumnephelin als Umsetzungsproduct:

$$8(3\,Na_2\,Al_2\,Si_2\,O_8\,.\,2\,Na\,Cl) + 24\,Ca\,Cl_2 + 33\,H_2\,O = 64\,Na\,Cl + 3(8\,Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8\,.\,11\,H_2\,O)$$

3. den Sodalith von Turkestan mit wasserreicherem Calciumnephelin als Umsetzungsproduct[2]:

$$4(3\,Na_2\,Al_2\,Si_2\,O_8\,.\,2\,Na\,Cl) + 12\,Ca\,Cl_2 + 27\,H_2\,O = 32\,Na\,Cl + 3(4\,Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8\,.\,9\,H_2\,O)$$

Der künstliche pyrogene Sodalith, als chlornatriumärmer ($8\,Na_2\,Al_2\,Si_3\,O_{10}\,.\,4\,Na_2\,Al_2\,O_4\,.\,6\,Na\,Cl$), muss von der Betrachtung ausgeschlossen werden.

Über die Ursachen dieser Metamerien lässt sich zur Zeit nichts angeben.

Die scheinbar so nahestehenden Chlorid- und Sulfatsodalithe geben bei der Behandlung mit wässeriger Chlorcalciumlösung verschiedene Umsetzungsproducte. So geht nach Lemberg[3] der Haüyn von Niedermendig in Calciumchloridsodalith über, während der Sodalith von Ditró unter sonst denselben Umständen das Calciumnephelinhydrat liefert[4].

Aber auch Haüyne von verschiedenen Fundorten verhalten sich verschieden, wie folgender Versuch darthut.

No. 53. Haüyn von Rieden[5].

---

[1] Der etwas niedrige Chlornatriumgehalt der Sodalithe von Miask und von Arendal ist durch beginnende Zersetzung bedingt. Im Übrigen sind dieselben wohl dem Sodalith von Ditró an die Seite zu stellen.

[2] Zugleich geringerer Umsetzungsgeschwindigkeit.

[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1888.) 625.

[4] Bei künstlichen Sulfatsodalithen scheint die Reaction noch anders zu verlaufen. Vergl. Thugutt, l. c. 122.

[5] Durch Kaliumquecksilberjodidlösung isolirt. — Dass der Chlorgehalt des Haüyns nicht einer Beimengung von Sodalith zuzuschreiben ist, kann man mit Hilfe des von Lemberg (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1890.) 738) angegebenen Verfahrens mikrochemisch nachweisen. Die Reaction

No. 54. Der mit 15 %iger Chlorcalciumlösung während 405 Stunden bei 198—208° behandelte Haüyn No. 53. Das beigemengte Calciumsulfat wurde durch wiederholtes Auskochen des Productes mit destillirtem Wasser entfernt.

	No. 53	No. 54
H_2O	1,26	8,00[2]
SiO_2	33,40	38,42
Al_2O_3	27,15	31,89
CaO	6,05	16,80
MgO	0,04	—
K_2O	1,42	—
Na_2O	17,67	0,68
SO_3	10,61	—
Cl	1,21	—
R[1]	1,65	4,61
	100,46	100,40
$Cl_2 = O$	0,27	
	100,19	

Wie wir sehen, verhalten sich die sonst ganz ähnlich zusammengesetzten Haüyne von Niedermendig und von Rieden verschieden. Während jener nach Lemberg Calciumchloridsodalith $8 CaAl_2Si_2O_8 . 2 CaCl_2 . 13 H_2O$ liefert, geht dieser in Calciumnephelinhydrat $8 CaAl_2Si_2O_8 . 11 H_2O$ über. Der Unterschied der Concentration der einwirkenden Chlorcalciumlösung (25 % im ersten und 15 % im zweiten Fall) kann kaum die Verschiedenheit der Producte bedingt haben. Am Sodalith von Ditró ausgeführte Parallelversuche zeigten, dass die Producte identisch sind, einerlei, ob 15- oder 25 %ige Chlorcalciumlösung wirkt.

Nephelin und Eläolith.

Die Zusammensetzung des Nephelins resp. des Eläoliths kann durch folgende empirische Formel ausgedrückt werden: $R_{10}Al_{10}Si_{11}O_{42}$[3]. Unter R ist, neben unbedeutenden Mengen

mit Silbernitrat tritt nicht stellenweise auf, sondern breitet sich gleichmässig auf der ganzen Oberfläche des Krystalldurchschnittes aus.

[1] Rückstand in Salzsäure unlöslich.

[2] Nach einer Woche wurden im Exsiccator 3 % Wasser abgegeben.

[3] In letzterer Zeit ist von Lagorio (C. R. Soc. Nat. Varsovie. Sect. phys. chim. (1890.) No. 8. p. 7) die einfachere Formel $R_2Al_2Si_2O_8$ angenommen worden. Das vorhandene Analysenmaterial spricht gegen solche Vereinfachung.

Calcium, hauptsächlich Natrium und Kalium, ungefähr im Verhältniss 1 : 4, zu verstehen. Die farblosen oder weissen, gut krystallisirten, namentlich in den jüngeren Gesteinen auftretenden Varietäten werden als Nephelin bezeichnet, die eigenthümlich fettglänzenden grünen, rothen, trüben und meist derben Varietäten der alten Syenitgesteine dagegen nennt man Eläolith.

Aus der Thatsache, dass der Nephelin als Spaltungsproduct des natronhaltigen Leucits beobachtet wird, folgerte Rammelsberg[1], der Nephelin sei eine Verbindung des Natronhalbsilicates $Na_2Al_2Si_2O_8$ mit dem normalen Kalisilicate $K_2Al_2Si_4O_{12}$, welches im Nephelin hexagonal, als Leucit dagegen regulär auftritt. Diese Annahme suchte Dölter[2] durch eine Reihe von Synthesen zu bestätigen. In der That wurden durch Zusammenschmelzen von $Na_2Al_2Si_2O_8$ und $K_2Al_2Si_4O_{12}$ in wechselnden Verhältnissen hexagonale Krystalle erhalten, eine dem Nephelin entsprechende Mischung erstarrte aber nicht homogen.

Clarke[3] deutet den Nephelin wesentlich anders. Auf die nahen Beziehungen desselben zu Cancrinit gestützt, nimmt er auch im Nephelin die einwerthige Gruppe $NaSiO_3$ an, welche, analog dem Cancrinitradical $NaCO_3$, eine Valenz des Aluminiums sättigen soll. Im Übrigen fasst Clarke den Nephelin als Orthosilicat $Al_4(SiO_4)_3$ auf und drückt seine Formel, ohne Rücksicht auf den circa 5 % betragenden Kaligehalt, folgendermaassen aus:

$$Na_6(NaSiO_3 . Al)_2Al_6(SiO_4)_7$$

Eine Analogie zwischen Eläolith und Cancrinit ist allerdings nicht zu verkennen. Beide Minerale krystallisiren in demselben Krystallsystem, das Verhältniss von Thonerde zur Kieselsäure ist in beiden nahezu gleich, der Cancrinit unterscheidet sich vom Eläolith nur durch ein Plus an Calciumcarbonat und Wasser und ist als ein Derivat des letzteren aufzufassen. Diese Analogie liess nun vermuthen, dass der von mir im Cancrinit angenommene Natrolithkern sich auch im Eläolith wieder finden wird. Thatsächlich geht der Nephelin

[1] Mineralchemie (1875.) 448; Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Berlin. (1892.) 543.

[2] Zeitschr. f. Kryst. (1884.) 9. 321.

[3] Amer. Journ. (1886.) 31. 271.

(Eläolith) bei der Behandlung mit Kaliumcarbonatlösung in Kalinatrolith unter Aluminataustritt über nach folgender Gleichung:

$$3\,K_2Na_8Al_{10}Si_{11}O_{42} + 8\,K_2CO_3 + 33\,H_2O = 11\,(K_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,3\,H_2O) + 4\,Na_2Al_2O_4 + 8\,Na_2CO_3.$$

Die folgenden Versuche liefern die Bestätigung.

No. 55. Farbloser Nephelin vom Vesuv, mit Kaliumquecksilberjodidlösung vom Augit und Wollastonit getrennt; von letzterem jedoch unvollständig, daher der etwas zu niedrige Kieselsäure- und zu hohe Kalkgehalt.

No. 56. Erhalten durch Erhitzen von 3 g Nephelin No. 55 mit 500 ccm 2 %iger Kaliumcarbonatlösung. Unter dem Mikroskop waren, neben spärlichen, 0,0249 mm langen und 0,002 mm breiten, schwach doppelbrechenden, an beiden Enden zugespitzten Nadeln (Aragonit?), nur amorphe, von ausgeschiedenem Eisenoxyd rosa bis hellfleischroth gefärbte Körnchen und Globulite zu sehen. Um das beigemengte kohlensaure Calcium zu entfernen, war das Product 24 Stunden, anfangs mit verdünnter, dann mit concentrirter Salmiaklösung auf dem Dampfbade behandelt[1]. Im Ganzen wurde die Lösung 5 Mal erneuert. Das bei dieser Operation in das Silicat eingetretene Ammonium wurde durch eine nachträgliche Behandlung mit concentrirter Kaliumchloridlösung entfernt[2].

No. 57—59. Die bei der Behandlung von No. 55 mit Kaliumcarbonat in Lösung gegangenen Stoffe.

	No. 55	No. 56[4]
H_2O	1,30	13,60
SiO_2	42,28	43,47
Al_2O_3	33,15	23,49
CaO	2,54	—
K_2O	6,19	19,53
Na_2O	14,68	—
R[3]	1,01	0,90
	100,15	100,99

[1] Dieses Trennungsverfahren ist zuerst von Lemberg eingeschlagen worden. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 571.

[2] Nach 24 Stunden war mit dem Nessler'schen Reagens im Silicate nicht die Spur Ammoniak nachzuweisen.

[3] Rückstand in Salzsäure unlöslich.

[4] Das Molecularverhältniss von Kieselsäure, Thonerde und Kali ist in No. 56 = 3,1 : 1 : 0,9. Ein kleiner Theil Alkali wird also immer abgespalten. Zum Theil mag aber der geringe Überschuss an Sesquioxyd von mechanisch beigemengtem Eisenoxyd herrühren.

	SiO_2	Al_2O_3
No. 57 nach 100 Stunden bei 198—204°	0,03	0,0735
„ 58 „ 94 „ „ 202—208	0,021	0,151
„ 59 „ 96 „ „ 200—206	0,0319	0,095
290 Stunden	0,0829	0,3195 [1]

4 g des schon früher von mir analysirten Eläoliths von Miask (l. c. p. 113) einer analogen Behandlung unterworfen. Dem hauptsächlich amorph ausgebildeten und von ausgeschiedenem Eisenoxyd rosaroth gefärbten Producte No. 60 waren winzige Nädelchen beigemengt. Ihre Länge betrug kaum 0,0076 mm bei einer Breite von 0,0009 mm. Von Doppelbrechung war auch bei Anwendung des empfindlichen Gypsblättchens gar nichts zu bemerken.

No. 61—63. Die in Lösung gegangenen Stoffe.

	No. 60
H_2O	11,90
SiO_2	42,04
Al_2O_3	23,98
K_2O	22,08
	100,00

	SiO_2	Al_2O_3
No. 61 nach 77 Stunden bei 193—194°	0,0216	0,123
„ 62 „ 102 „ „ 215—219	0,0116	0,1805
„ 63 „ 96 „ „ 189—193	0,014	0,071
275 Stunden	0,0472	0,3745 [2]

No. 64. Hellfleischrother Nephelin aus dem Jolith von Jiwaara in Finnland[3], mit Kaliumquecksilberjodidlösung isolirt.

No. 65. 3,15 g von 64 wie oben behandelt[4].

---

[1] Hiervon entfallen 0,047 g Al_2O_3 auf den mitgelösten Kalinatrolith. Die eigentlich abgespaltene Thonerdemenge beträgt also 0,3195—0,047 = 0,2725 g, während die oben aufgestellte Gleichung 0,2652 verlangt.

[2] Zieht man hiervon 0,0265 g Al_2O_3 des mitgelösten Kalinatroliths ab, so ist die eigentlich abgespaltene Thonerdemenge = 0,348 g, während nach obiger Gleichung 0,357 sich berechnen. Das geringe Deficit rührt vom Eisenoxyd her, welches in fester Form abgeschieden wird.

[3] Vergl. W. Ramsay und H. Berghell, Aftryck ur Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. (1891.) 13. 300.

[4] Das Product war im feuchten Zustande tief ziegelroth, nach dem Trocknen hellroth gefärbt und bestand hauptsächlich aus Globuliten, neben welchen auch Longulite zu sehen waren. Der beigemengte kohlensaure Kalk wurde mit Salmiaklösung entfernt.

No. 66—69. Die in Lösung gegangene Kieselsäure und Thonerde.

	No. 64	No. 65
H_2O	1,40	13,08
SiO_2	44,31	43,27
Al_2O_3 . . . . / Fe_2O_3	32,85	23,91
CaO	0,21	—
K_2O	5,65	19,71
Na_2O	16,49	—
	100,91	99,97

	SiO_2	Al_2O_3
No. 66 nach 98 Stunden bei 182—187°	0,029	0,0595
„ 67 „ 95 „ „ 204—208	0,026	0,129
„ 68 „ 94 „ „ 196—205	0,021	0,079
„ 69 „ 96 „ „ 201—211	0,0365	0,0245
383 Stunden	0,1125	0,292[1]

Die auffallend niedrige Thonerdemenge in No. 66 findet darin ihre Erklärung, dass neben Alkalialuminat auch Eisenoxyd zur Abspaltung gelangt; während aber ersteres gelöst bleibt, scheidet sich letzteres sofort aus, wodurch auch die fleischrothe Farbe des Products bedingt wird[2].

Die obigen Versuche thun dar, dass zwischen Nephelin und Eläolith kein wesentlicher Unterschied anzunehmen ist. Beide spalten einen Theil Alkalialuminat ab und gehen in Natrolith über[3] nach folgender Gleichung:

$$3R_{10}Al_{10}Si_{11}O_{42} + 33H_2O = 11(R_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 3H_2O) + 4R_2Al_2O_4.$$

[1] Zieht man hiervon die Thonerde des mitgelösten Kalinatroliths ab, so bleiben 0,292—0,0637 = 0,2283 g Thonerde nach. Das Deficit gegen den berechneten Werth: 0,2759 g ist auf Rechnung des Eisenoxyds zu schreiben.

[2] Dass kein farbiger Kalinatrolith, sondern ein Gemenge von Natrolith und Eisenoxyd vorliege, wurde in folgender Weise dargethan: man glüht das Gemenge kurze Zeit über dem Bunsenbrenner (wobei der Kalinatrolith zwar sein Wasser verliert, nichts aber an Löslichkeit in Salzsäure einbüsst, während das Eisenoxyd in Säuren schwer löslich wird) und behandelt 5 Minuten mit verdünnter Salzsäure auf dem Dampfbade. Es hinterblieb ein Rückstand, in welchem 5,24 % Kieselsäure, 1,77 % Eisenoxyd und 0,28 % Thonerde nachgewiesen werden konnten. In die salzsaure Lösung sind 0,36 % Eisenoxyd übergegangen.

[3] Nur bei dem Nephelin vom Vesuv schien die Reaction anfangs etwas langsamer zu verlaufen, wie denn auch die Eisenoxydausscheidung erst

Dies sind auch die näheren Bestandtheile des Nephelins. Letzterer enthält Kalium und Natrium ($K_2 Na_8 Al_{10} Si_{11} O_{42}$) und es bleibt nun ungewiss, ob das Kalium in dem Natrolith oder in dem Aluminat vorhanden ist. Die erstere Annahme erscheint mir wahrscheinlicher und die Constitutionsformel des Nephelins würde also sein:

$$8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 3 K_2 Al_2 Si_3 O_{10}.$$

Als Beleg kann vielleicht folgender nicht zu Ende geführter Versuch dienen, in welchem Eläolith mit destillirtem Wasser bei 220° behandelt wurde. Hierbei spaltete sich der Eläolith in Natrolith, in Lösung gehendes Natronaluminat und in ein kaliglimmerartiges Product, welches in Säuren schwer löslich ist. Den Kaliglimmer haben wir aber aufgefasst als eine Verbindung von Kalinatrolith und Thonerdehydrat ($R_{12} Al_{12} Si_{18} O_{60} . H_6 Al_6 O_{12}$)[1], also lassen sich als nähere Bestandtheile des Nephelins Kalinatrolith, Natriumaluminat und Natronnatrolith annehmen.

Zur Verwendung gelangte der Eläolith von Miask, und zwar 3,2 g desselben auf 500 ccm destillirten Wassers.

In Lösung gingen nach 103stündigem Erhitzen bei 222—231° No. 70, nach wiederholter 102stündiger Behandlung bei 181—210° No. 71.

Von den gebildeten Producten liess sich ein Theil durch Schlämmen von dem anderen trennen. Der abgeschlämmte Antheil enthielt neben Natrolith vorherrschend das glimmerartige Silicat. Zur Lösung des Natroliths wurde das Gemenge mit kalter verdünnter Salzsäure behandelt, und

No. 72 giebt die Zusammensetzung des zurückbleibenden glimmerartigen Silicates.

Der Schlämmrückstand bestand aus unverändertem Eläolith, Natrolith und etwas von dem glimmerartigen Silicate.

No. 73 giebt die Zusammensetzung des Schlämmrückstandes.

---

bei zweitmaliger Behandlung mit Kaliumcarbonatlösung wahrgenommen werden konnte.

[1] Unter R ist Kalium und Wasserstoff zu verstehen.

	No. 70	No. 71	No. 72	No. 73
H_2O	—	—	10,68[3]	6,46
SiO_2	0,0901[1]	0,051	43,00	46,46
Al_2O_3	0,1480	0,035	36,36	31,28
K_2O	0,0359[2]	0,0073	9,35	3,99
Na_2O	0,1691	0,0675	2,60	12,68
			101,99	100,87

Die gefundenen Spaltungsproducte machen somit folgende Constitutionsformel des Nephelins

$$8\,Na_2Al_2Si_2O_{10}\,.\,4\,Na_2Al_2O_4\,.\,3\,K_2Al_2Si_2O_{10}$$

nicht unwahrscheinlich.

Das Moleculargewicht des Nephelins ist gegen das bisher angenommene $K_2Na_8Al_{10}Si_{11}O_{42}$ im Mindesten zu verdreifachen.

In der nachstehenden Tabelle ist eine Reihe Nephelinanalysen von verschiedenen Fundorten mitgetheilt, damit man sich überzeugen kann, wie weit sie mit der eben abgeleiteten Formel übereinstimmen.

I. Berechnete procentische Zusammensetzung des Nephelins nach der Formel $3\,K_2Na_8Al_{10}Si_{11}O_{42}$.

II—X. Procentische Zusammensetzung einiger natürlichen Nepheline und Eläolithe, zusammengestellt nach Hintze (l. c. p. 868).

II. Kangerdluarsuk, Lorenzen 1882.

III. Salem, Kimball 1860.

IV. Miask, Thugutt 1892 (l. c. p. 114).

V. Frederiksvärn, Scheerer und Francis 1839.

VI. Magnet Cove, Smith und Brush 1853.

VII. Vesuv, Rammelsberg 1877.

VIII. Vesuv, Rauff 1878.

IX. Katzenbuckel, Scheerer 1840.

X. Jiwaara, Thugutt 1894 (vergl. oben).

---

[1] Der Kieselsäuregehalt rührt von den im alkalischen Wasser nicht ganz unlöslichen Silicaten her.

[2] Der der gemachten Annahme scheinbar widersprechende Kaligehalt kann zurückgeführt werden einmal auf die Löslichkeit der Kalisilicate, als solche, andererseits darauf, dass das abgespaltene Natriumhydroxyd ein Theil des Kalis aus dem Kaliglimmer (No. 72) in Folge der Massenwirkung verdrängt.

[3] Das Silicat enthielt etwas Papierfaser beigemengt, daher der hohe Glühverlust.

	H_2O	SiO_2	Al_2O_3 $+Fe_2O_3$	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Summe
I. . . .	—	43,65	33,73	—	—	6,22	16,40	100,00
II. . . .	—	43,39	33,20	0,70	—	5,62	16,52	99,43
III. . . .	1,47	44,31	32,80	0,40	—	5,50	16,43	100,91
IV. . . .	1,31	43,82	33,47	0,27	—	5,55	16,13	100,55
V. . . .	0,61	45,23	33,22	0,33	—	5,66	15,71	100,76
VI. . . .	0,95	44,46	33,06	0,66	—	5,91	15,61	100,65
VII. . . .	—	44,63	34,39	0,67	—	4,93	15,31	99,93
VIII. . . .	0,14	43,91	33,56	1,58	0,23	4,93	15,58	99,93
IX. . . .	1,39	43,70	33,38	0,84	—	5,60	15,83	100,74
X. . . .	1,40	44,31	32,85	0,21	—	5,65	16,49	100,91

Im Allgemeinen ist die Übereinstimmung der theoretisch abgeleiteten Werthe mit den in der Natur beobachteten sehr gut[1].

Vergleichen wir die eben von uns abgeleitete Constitutionsformel des Nephelins:

[1] Die grösste Abweichung ist im Kaligehalte zu bemerken. Doch muss man berücksichtigen, dass in den meisten Fällen das Analysenmaterial nicht mehr ganz frisch gewesen ist und dass die Hauptumwandlungsproducte des Nephelins kalifrei und oft auch kalkhaltig sind. Ich erinnere hier an die Umwandlung in Natrolith, Skolecit und Cancrinit. Berechnet man die dem Kalkgehalte entsprechende Menge Kali und vereinigt dieselbe mit der durch die Analyse ermittelten, so bekommt man Werthe, welche den in I. berechneten viel näher stehen.

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
6,22	6,79	6,17	6,01	6,21	7,02	6,05	7,58	7,01	6,00

In den Nephelinen VI, VIII und IX ist vielleicht ausser Kalium noch ein Theil Natrium durch Calcium ersetzt, woraus sich auch der etwas zu niedrige Natriumgehalt derselben erklären würde. — In Betreff der Analyse VII bemerkt Rammelsberg (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1877.) **29**. 78) selbst, dass geringe Verluste bei der Alkalibestimmung in derselben nicht ausgeschlossen sind. — Der höhere Kalkgehalt mancher Nepheline mag auch primär sein, und zwar dann, wenn die Nepheline mit sehr kalkreichen Mineralen (Wollastonit, Kalkgranat, Augit) vergesellschaftet sind, wie man es z. B. am Monte Somma beobachtet. Es machte schon Lemberg (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 562) darauf aufmerksam, dass gewisse Beziehungen der Mineralassociationen zur chemischen Zusammensetzung der associirten Minerale unverkennbar sind. Es sind z. B. natronreiche Orthoklase immer mit natronreichen Mineralen vergesellschaftet u. dergl.

$$8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 3 K_2 Al_2 Si_3 O_{10}$$

mit derjenigen des Sodaliths:

$$8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 8 Na Cl,$$

so sehen wir, dass die Analogie eine vollkommene ist. Man könnte sagen, der Nephelin ist ein Sodalith, in welchem das Chlornatrium durch Kalinatrolith ersetzt ist. Auch ist das Verhältniss von ($8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4$), oder kürzer — von 12 Molekeln $Na_2 Al_2 Si_2 O_8$ zu 3 Molekeln des hinzu addirten Salzes (hier des Kalinatroliths) ein bei den Sodalithen oft genug sich wiederholendes (l. c. p. 128).

Rammelsberg nimmt nicht den Kalinatrolith $K_2 Al_2 Si_3 O_{10}$, sondern den Leucit $K_2 Al_2 Si_4 O_{12}$ als näheren Bestandtheil im Nephelin an und drückt die Zusammensetzung des letzteren durch folgende Formel aus:

$$5 Na_2 Al_2 Si_2 O_8 . K_2 Al_2 Si_4 O_{12}.$$

Doch stimmt diese Annahme nicht mit der Erfahrung überein.

In der folgenden Tabelle ist die oben mitgetheilte und die Rammelsberg'sche Formel einer Prüfung unterworfen auf Grund des in Hintze's Mineralogie mitgetheilten Analysenmaterials [1].

Der eine Bestandtheil des Nephelins ist das Silicat $12 Na_2 Al_2 Si_2 O_8$ [2], in welchem auf ein Na_2O zwei SiO_2 kommen. Berechnet man nun zu dem Natron (Kalk, Magnesia) gehalte der einzelnen Analysen die Kieselsäure in obigem Verhältniss, so erhält man die Rubrik 4 der Tabelle. Zieht man jetzt die so berechnete Kieselsäuremenge von der Gesammtkieselsäure (Rubrik 5) ab, so muss der Rest der Kieselsäure ausreichen, um mit dem in dem Nephelin enthaltenen Kali einen

[1] Die Zahl der bekannten Analysen des Nephelins beträgt circa 40, wovon jedoch mehr als ein Drittel, als unbrauchbar, von der Betrachtung ausgeschlossen werden muss. So ist im Nephelin No. I, No. XX und No. XIII (Hintze, Min. p. 868) das Verhältniss von $R_2O : R_2O_3$ um 10% zu hoch ausgefallen. In No. III, V und VIII ist dieses Verhältniss wiederum um circa 9% zu niedrig. Die Analyse No. IV ist am unreinen apatithaltigen Material ausgeführt worden. In No. VI ist der Kaligehalt gar nicht bestimmt; in No. XXI und No. XXXII dagegen auffallend niedrig gefunden worden. Die von 100 zu sehr abweichende Summe der Bestandtheile in den Analysen No. XXII und No. XXVIII erweckt unwillkürlich ein Misstrauen zu denselben.

[2] $= 8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4$.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
No. nach HINTZE	Fundort	$(R_2O+RO) : R_2O_3$	SiO_2 als $Na_2(Ca, Mg)Al_2Si_2O_8$	Gesammt SiO_2 minus SiO_2 in 4	SiO_2 als $K_2Al_2Si_3O_{10}$	Differenz von 5 und 6	SiO_2 als $K_2Al_2Si_4O_{12}$	Differenz von 5 und 8	Analytiker
II . . .	Katzenbuckel	1 : 1,02	32,44	11,26	10,72	+ 0,54	14,30	— 3,04	SCHEERER
VII . . .	Monte Somma	1 : 0,99	35,11	8,93	8,66	+ 0,27	11,54	— 2,61	SCHEERER u. FRANCIS
XIV . . .	„ „	1 : 0,97	34,24	9,67	9,44	+ 0,23	12,59	— 2,92	RAUFF
XV . . .	„ „	1 : 0,95	35,53	8,88	8,69	+ 0,19	11,58	— 2,70	„
XVI . . .	„ „	1 : 0,94	34,84	8,95	9,23	— 0,28	12,31	— 3,36	„
XVII . . .	„ „	1 : 0,95	35,32	8,84	9,11	— 0,27	12,15	— 3,31	„
XVIII . . .	„ „	1 : 0,97	34,57	9,66	9,11	+ 0,55	12,15	— 2,49	„
XXIII . . .	Fredriksvärn	1 : 1,01	31,12	14,11	10,83	+ 3,28	14,45	— 0,34	SCHEERER u. FRANCIS
XXIV . . .	„	1 : 1,02	31,77	13,76	9,12	+ 4,64	12,15	+ 1,61	„ „ „
XXV . . .	„	1 : 0,96	33,02	11,65	9,59	+ 2,06	12,80	— 1,15	SCHEERER u. THIELE
XXVI . . .	„	1 : 1,03	31,66	13,44	9,67	+ 3,77	12,90	+ 0,54	LEMBERG
XXVII . . .	Brevik	1 : 1,02	31,01	13,44	9,09	+ 3,54	13,20	+ 0,24	SCHEERER
XXIX . . .	Miask	1 : 0,98	30,19	12,23	12,31	— 0,08	16,41	— 4,18	BROMEIS
XXX . . .	„	1 : 1,04	30,75	13,32	10,09	+ 2,42	14,53	— 1,21	SCHEERER u. FRANCIS
XXXI . . .	„	1 : 1,01	31,90	12,40	11,15	+ 1,25	14,86	— 2,46	„ „ „
Z. d. deutsch. g. Ges. (1876.) 549	„	1 : 1,01	31,82	11,60	10,40	+ 1,20	13,86	— 2,26	LEMBERG
Z. f. anorg. Ch. (1892.) 2. 113	„	1 : 1,01	31,80	12,02	10,63	+ 1,39	14,17	— 2,15	THUGUTT
XXXIII . . .	Kangerdluarsuk	1 : 0,95	33,47	9,92	10,76	— 0,84	14,35	— 4,43	LORENZEN
XXXIV . . .	„	1 : 1,05	30,10	11,77	12,80	— 1,03	17,05	— 5,28	„
XXXV . . .	Litchfield	1 : 1,07	32,17	11,57	8,71	+ 2,86	11,62	— 0,05	CLARKE
XXXVI . . .	Salem	1 : 0,97	32,66	11,65	10,53	+ 1,12	14,04	— 2,39	KIMBALL
XXXVII . . .	„	1 : 0,94	34,20	10,12	9,75	+ 0,37	13,00	— 2,88	BALCH
XXXVIII . . .	Magnet Cove	1 : 0,97	31,62	12,84	11,32	+ 1,52	15,09	— 2,25	SMITH u. BRUSH
Vergl. oben p. 36	Jiwaara	1 : 0,98	32,38	11,93	10,82	+ 1,11	14,43	— 2,50	THUGUTT

Kalinatrolith $K_2Al_2Si_3O_{10}$ zu bilden, wie es meine Formel verlangt.

Rubrik 6 giebt die Kieselsäuremenge, welche dem Kaligehalte der Analyse entspricht, wenn man auf ein K_2O drei SiO_2 rechnet.

Rubrik 7 giebt die Differenz zwischen den Werthen der Rubrik 5 und 6 an.

Man sieht, dass die Differenzen meistens nur gering sind[1].

Nimmt man dagegen mit Rammelsberg an, dass der zweite Bestandtheil des Nephelins nicht Kalinatrolith $K_2Al_2Si_3O_{10}$, sondern Leucit $K_2Al_2Si_4O_{12}$ ist, dass also auf ein K_2O vier SiO_2 kommt, so reicht der Kieselsäurerest in der Rubrik 5 meist nicht mehr aus, um mit dem vorhandenen Kali Leucit zu bilden.

Rubrik 8 giebt die Kieselsäuremenge an, welche dem Kaligehalte entspricht, wenn man auf ein K_2O vier SiO_2 rechnet, und Rubrik 9 ist die Differenz der Rubrik 8 und 5.

Die Ansicht von Rammelsberg, der Nephelin enthalte Leucit als näheren Bestandtheil, findet auch in dem vorhandenen Analysenmaterial keine Stütze. Das gesuchte Kalisilicat ist der Kalinatrolith $K_2Al_2Si_3O_{10}$.

Kaolin.

$H_2Al_2Si_2O_8 . H_2O$.

Die nahen Beziehungen zwischen dem Kaolin einerseits und dem Nephelin andererseits, die Möglichkeit, den ersteren aus dem letzteren[2], sowie umgekehrt diesen aus jenem zu erhal-

[1] Eine Ausnahme machen allerdings die Analysen der Eläolithe No. XXIII—XXVII, No. XXX und No. XXXV. Bedenkt man aber, dass die letzteren nicht mehr frisch waren, so wird uns diese Ausnahme nicht mehr auffallend erscheinen. Eines der häufigsten Umwandlungsproducte der Eläolithe ist der Natrolith. Seine Bildung wird von einer Verringerung des Aluminatgehaltes und von einer Wasseraufnahme begleitet. Der Kieselsäuregehalt der der Natrolithisirung anheimfallenden Eläolithe muss nothwendigerweise steigen. Auch die Wassermenge vergrössert sich dementsprechend. Beides trifft nun bei den in Frage stehenden Eläolithen zu. Die frischen, beinahe wasserfreien Nepheline von Monte Somma weisen, ganz nach der Erwartung, einen normalen Kieselsäuregehalt auf.

[2] Thugutt, Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) 2. 130; vergl. auch oben Versuch 5b, 6a.

ten[1], legten die Vermuthung nahe, dass auch der Kaolin ein Drittel Thonerde auf eine andere Weise gebunden enthalte, als die übrigen zwei Drittel. Versuche, welche diese Vermuthung bestätigen, wurden zwar schon früher mitgetheilt (l. c. p. 133—134), damals aber noch unrichtig gedeutet. Eine Wiederholung derselben erschien um so nothwendiger, als damals die bei der Behandlung von Kaolin mit verdünnten Ätzalkalien in Lösung gegangenen Stoffe einer chemischen Analyse nicht unterworfen wurden.

Es wurden 2 g Kaolin von Karlsbad mit 190 ccm 2 %iger Kalilauge 173 Stunden bei 192—202° im Digestor erhitzt. Die einwirkende Lösung wurde nur ein Mal, und zwar nach Verlauf von 96 Stunden erneuert.

Die Reaction verlief nach folgender Gleichung:

$$3(H_2Al_2Si_2O_8 . H_2O) + 6KOH = 2(K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O) + 3H_2O + K_2Al_2O_4$$

Es bildet sich Kalinatrolith und hydratische Thonerde geht als Aluminat in Lösung.

No. 74. Kalinatrolith[2] mit unzersetzt gebliebenem Kaolin.

No. 74a. Beigemengter Kaolin.

No. 74b. Der nach Abzug von Kaolin hinterbleibende Kalinatrolith (74—74a), auf 100 umgerechnet.

No. 75 und No. 76. Die bei jedesmaliger Behandlung mit Kalilauge in Lösung gegangenen Stoffe.

	No. 74	No. 74a	No. 74b	No. 75	No. 76
H_2O	13,04	1,57	12,93	—	—
SiO_2	43,07	5,25	42,63	0,0328	0,056[3]
Al_2O_3	24,98	4,46	23,13	0,2283	0,0236
K_2O	18,91	—	21,31	—	—
	100,00	11,28	100,00		

Daraus sehen wir, dass in der That ein Drittel Thonerde im Kaolin eine andere Rolle spielt, als die übrigen zwei

[1] Vergl. oben Versuch No. 1.

[2] Zum Theil zu Garben vereinigte, 0,019 mm lange und 0,0004 mm breite Krystallnadeln, zum Theil 0,011 mm grosse, schwach doppelbrechende Kugeln.

[3] Die Kieselsäure in No. 75 und No. 76 rührt vom Kalinatrolith her, welcher in Ätzalkalien etwas löslich ist. Wäre die Umsetzung von Kaolin vollständig gewesen, so müssten 0,25 g Thonerde in Lösung gehen. Gefunden sind 0,2519 g, wovon jedoch 0,0503 g auf den mitgelösten Kalinatrolith entfallen.

Drittel. Das Moleculargewicht desselben muss im Mindesten verdreifacht werden. Seine Constitution findet in der Formel

$$2 H_2 Al_2 Si_2 O_{10} . H_2 Al_2 O_4 . 3 H_2 O$$

ihren Ausdruck.

Lässt man statt der Kalilauge verdünnte Natronlauge auf den Kaolin einwirken, so bildet sich nicht, wie man wohl erwarten könnte, der Natrolith, sondern eine basischere Verbindung, und dementsprechend wird weniger Thonerde als Aluminat abgespalten. Der wiederholt festgestellte Gegensatz von Kalium- und Natriumverbindungen kommt also auch hier deutlich zum Vorschein.

Es wurden nämlich 3 g Kaolin mit 190 ccm 1 %iger Natronlauge behandelt[1], wobei die Umsetzung nach folgender Gleichung erfolgte:

$$4(H_2 Al_2 Si_2 O_8 . H_2 O) + 8 Na O H = Na_2 Al_2 O_4 + 7 H_2 O + Na_6 Al_6 Si_8 O_{28} . 5 H_2 O$$

In Lösung gingen[2]:

				$Si O_2$	$Al_2 O_3$
No. 77	nach 115	Stunden	bei 203—206°	0,015	0,115
„ 78	„ 100	„	„ 198—204	0,0365	0,1062
„ 79	„ 94	„	„ 202—208	0,0578	0,0603
„ 80	„ 96	„	„ 200—206	0,057	0,05
	405	Stunden		0,1663	0,3315

No. 81. Das aus Krystallaggregaten und 0,04 mm langen Säulchen bestehende Product; in Salzsäure klar löslich und eisenfrei[3].

[1] Die einwirkende Lösung wurde dreimal erneuert.

[2] Wirkt eine concentrirte Natriumhydroxydlösung auf Kaolin ein, so löst sich viel weniger Thonerde und Kieselsäure, als bei der Einwirkung von verdünnter Natronlauge, wie aus folgendem Versuche hervorgeht. Auch ist das Verhältniss der gelösten Stoffe anders. In concentrirter Lösung spaltet sich keine Thonerde ab. — Als 50 g eines aus Natronnephelinhydrat und aus Kaolin bestehenden Gemenges (Versuch No. 1 oben) mit 162 g 13,6 %iger Natronlauge 96 Stunden bei 196—202° erhitzt wurden, so gingen in Lösung: 0,152 g $Si O_2$ und 0,1005 g $Al_2 O_3$, oder auf eine Molekel Thonerde — 2,5 Molekeln Kieselsäure. Der geringe Überschuss der letzteren rührt offenbar von beigemengtem Quarz resp. Orthoklas her.

[3] Das Eisenoxyd wurde gleich beim Beginn der Reaction von Kaolin abgespalten und setzte sich auf den Wänden des Digestors, sowie an der Unterfläche der Platinetagen fest ab. Die Trennung desselben machte deshalb keine Schwierigkeiten.

No. 81a entspricht der Formel $Na_6 Al_6 Si_8 O_{28} . 5 H_2 O$.

	No. 81	No. 81 a
H_2O	8,65	8,49
SiO_2	45,17	45,19
Al_2O_3	29,06	28,81
Na_2O	17,62	17,51
	100,50	100,00

No. 81 unterscheidet sich vom Natrolith $8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 16 H_2 O$ durch ein Plus von Natriumaluminat und ein Minus von Wasser:

$$8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . Na_2 Al_2 O_4 . 15 H_2 O,$$

vorläufig wäre dies auch die Constitutionsformel des Silicates No. 81.

Durch Versuche ist festgestellt, dass der Natrolith in concentrirter alkalischer Lösung leicht Aluminat aufnimmt (p. 576), in verdünnter dagegen nicht. Hier ist offenbar die Lösung von Thonerdenatron zu concentrirt gewesen zur Bildung von reinem Natrolith ($Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 2 H_2 O$), und zu verdünnt zur Bildung von Natronnephelinhydrat ($8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 15 H_2 O$). Es hat sich ein Silicat von mittlerem Kieselsäuregehalt gebildet. Würde eine sehr verdünnte Natronlösung einwirken, oder würde, wie es in der Natur geschieht, das abgespaltene Thonerdenatron gleich fortgeführt, so wäre die Bildung eines reinen Natriumnatroliths möglich gewesen [1].

Schliesslich wurden noch Versuche angestellt, um den Einfluss der Temperatur auf den Gang der Reaction festzustellen, wenn verdünnte Alkalilauge auf Kaolin einwirkt. Es ergab sich, dass bei 100° die Reactionen wesentlich anders verlaufen. Es gingen sehr bedeutende Mengen Kieselsäure und Thonerde in Lösung (beinahe in demselben Verhältniss, wie im Kaolin, nur etwas mehr Thonerde), während die zurückbleibenden Silicate von den bisher untersuchten in ihrer Zusammensetzung abwichen. Die im Folgenden mitgetheilten Versuche sind nur als Tastversuche für künftige Arbeiten anzusehen.

3 g Kaolin von Karlsbad mit 500 ccm 1 %iger Kalilauge in einer Platinflasche auf dem Dampfbade behandelt.

[1] Die Versuche sollen fortgesetzt werden.

Es gingen in Lösung:

	SiO_2	Al_2O_3
No. 82 nach 20 Tagen.....	0,1566	0,1304
„ 83 „ 22 „	0,15	0,18
„ 84 „ 26 „	0,1545	0,1665
„ 85 „ 27 „	0,1285	0,1395
95 Tagen	0,5896	0,6164

Das zurückbleibende Silicat hatte die Zusammensetzung No. 86 [1].

	No. 86	No. 87
H_2O	12,56	13,75
$SiO_2 + R$ [2]	54,65	57,10
Al_2O_3	28,29	21,96
K_2O	4,25	—
Na_2O	—	6,26
	99,75	99,07

No. 87. Erhalten durch ebensolche Behandlung von 3 g Kaolin mit 500 ccm 1 %iger Natronlauge auf dem Dampfbade [3].

Es gingen in Lösung:

	SiO_2	Al_2O_3
No. 88 nach 20 Tagen.....	0,139	0,13
„ 89 „ 26 „	0,211	0,2
„ 90 „ 26 „	0,1755	0,173
72 Tagen	0,5255	0,503

Beide Analysen (No. 86 und No. 87) weisen einen geringen Alkaligehalt im Verhältniss zur grossen Menge der in Salzsäure löslichen Thonerde und Kieselsäure auf. Es liess sich jedoch nicht entscheiden, ob hier ein Gemenge von in Salzsäure löslichem Nakrit mit Alkalialumosilicat vorliegt, oder aber eine alkaliarme Glimmerart.

Sanidin.

$K_2Al_2Si_6O_{16}$.

Die nahen Beziehungen von Kalifeldspath zu Kaliglimmer und Kaolin, die ziemlich häufig beobachteten Pseudomorphosen

[1] Unter dem Mikroskop waren stark doppelbrechende, 0,0076 mm lange und 0,0004 mm breite Nadeln und doppelbrechende Körner zu sehen. In Salzsäure war No. 86 nur zum Theil löslich.

[2] In Salzsäure unlöslicher Rückstand. Die Menge desselben betrug in No. 86 circa 20 % und in No. 87 circa 30 %. Nähere Bestimmung durch einen Unfall vereitelt.

[3] Unter dem Mikroskop waren stark doppelbrechende Nadeln, 0,014 mm grosse, zum Theil polygonale Umrisse aufweisende Kugeln und unregelmässige Körner zu sehen.

des letzteren nach dem ersteren liessen vermuthen, dass auch im Feldspath ein Theil der Thonerde eine besondere Rolle spiele.

Um dieses zu beweisen, wurden 2,8 g Sanidin von Wehr No. 91 zuerst mit 190 ccm 1,15 %iger Ätzkalilösung, dann aber noch vier Mal mit ebensolcher Menge 2 %iger Kalilösung behandelt.

No. 92—96. Die bei dieser Behandlung in Lösung gegangenen Stoffe.

	No. 91
H_2O	0,84
SiO_2	64,79
Al_2O_3	18,82
BaO	0,95
K_2O	11,62
Na_2O	2,98
	100,00

				SiO_2	Al_2O_3	$Al_2O_3 : SiO_2$
No. 92	nach 78	Stunden	bei 211—214°	0,093	0,011	1 : 14,3
„ 93	„ 77	„	„ 193—194	0,1025	0,0125	1 : 13,9
„ 94	„ 102	„	„ 215—219	0,124	0,014	1 : 15,0
„ 95	„ 96	„	„ 189—193	0,101	0,0235	1 : 7,3
„ 96	„ 96	„	„ 183—191	0,073	0,0345	1 : 3,6
	449	Stunden		0,4935	0,0955	

Leider verunglückte die Analyse des ungelöst zurückbleibenden Productes. Dem Wassergehalt nach (0,66 %) zu urtheilen, scheint es nur unveränderter Sanidin gewesen zu sein. Es hätten sich somit bei diesem Versuche gar keine unlöslichen Verbindungen gebildet, alle Neubildungen gingen in Lösung. Das Verhältniss der gelösten Kieselsäure zur Thonerde erlaubt, wenigstens annähernd, den Gang der Reaction zu beurtheilen. Der Process beginnt mit einer Abspaltung beträchtlicher Mengen Kieselsäure. Die Thonerde geht Anfangs nur spärlich in Lösung. Erst gegen Ende des Processes nimmt ihre sowohl absolute als auch relative Menge zu. Sollte der Sanidin durch Abspaltung von $4SiO_2$ und $\frac{1}{3}Al_2O_3$ in Kalinatrolith übergehen, etwa nach folgender Gleichung:

$$3K_2Al_2Si_6O_{16} = 2K_2Al_2Si_3O_{10} + K_2Al_2O_4 + 12SiO_2,$$

dann müsste das Verhältniss von Thonerde zur Kieselsäure in der Lösung gleich sein 1 : 12. Wenn die Kieselsäure in

No. 92—94 etwas höher ausgefallen ist, so erklärt sich dieses daraus, dass das Thonerdealuminat in verhältnissmässig concentrirter Lösung von dem Kalinatrolith zurückgehalten wird (Versuch No. 15). No. 96 würde beinahe einer Lösung von Kalinatrolith entsprechen, der nur wenig Kieselsäure beigemengt ist.

Trotzdem dass der Versuch unbefriedigend ausgefallen ist, insofern als die festen Producte nicht direct analysirt werden konnten, steht er mit der Annahme nicht im Widerspruch, dass der Kalifeldspath Kalinatrolith, Kalialuminat und Kieselsäure als nähere Bestandtheile enthalte, wie folgende Formel veranschaulicht:

$$2\,K_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,K_2Al_2O_4\,.\,12\,SiO_2.$$

Sollte sich dieselbe einmal an der Hand glücklicherer Experimente besser begründen lassen, dann würde die heutige Feldspaththeorie überhaupt in ganz anderem Lichte erscheinen. Als allen Kalknatronfeldspäthen gemeinsame Glieder wären der Natron- und Kalknatrolith mit den entsprechenden Aluminaten anzusehen. Ein Unterschied bestände nur im Kieselsäuregehalte, der dem Natrongehalte derselben parallel läuft. Ähnliche Constitution wäre vielleicht auch bei den Skapolithen anzunehmen.

Natrolith.

$$Na_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,2\,H_2O.$$

Bei der Einwirkung verdünnter kohlensaurer Kalilösung auf Vertreter der Sodalith- und Nephelingruppe bildete sich das Silicat $K_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,3\,H_2O$, welches wir als Kalinatrolith bezeichneten.

Wird dieses mit 100 ccm 5 %iger Natriumcarbonatlösung 51 Tage auf dem Dampfbade behandelt, so bildet sich das Silicat No. 97[1], dessen Zusammensetzung durch folgende Formel ausgedrückt werden kann: $Na_2Al_2Si_3O_{10}\,.\,4\,H_2O$ (No. 97a).

	No. 97	No. 97a
H_2O	17,48	17,31
SiO_2	43,16	43,27
Al_2O_3	24,23	24,52
Na_2O	15,20	14,90
	100,07	100,00

[1] In der einwirkenden Lösung war nichts von Kieselsäure und von Thonerde zu bemerken.

Letzteres unterscheidet sich von dem in der Natur vorkommenden Natrolith durch ein Plus von zwei Molekeln Wasser. Trotzdem könnte dieses künstliche Silicat mit dem natürlichen ähnlich constituirt sein. Diese Frage soll nächstens eingehend studirt werden; hier soll nur ein vorläufiger Versuch mitgetheilt werden, welcher die Constitutionsähnlichkeit zu bejahen scheint. Der künstliche Natrolith giebt an alkalisches Wasser Thonerde und Kieselsäure im unveränderten Verhältnisse 1 : 3 ab. Dasselbe thut auch der natürliche Natrolith.

Die Versuche in concentrirter Lösung sind schon früher von Lemberg[1] ausgeführt worden. Hier lasse ich noch einen in 1 $^0/_0$ iger Ätzkalilösung ausgeführten folgen. Es wurden 500 ccm der letzteren auf 2,3 g Natrolith vom Hohentwiel (vergl. oben Versuch No. 43) genommen.

No. 98. Das erhaltene Product[2].

No. 99 und No. 100. Die in Lösung übergegangenen Stoffe.

	No. 98
H_2O	10,77
SiO_2	41,06
Al_2O_3	23,89
K_2O	22,62
	98,34

	SiO_2	Al_2O_3	$Al_2O_3:SiO_2$
No. 99 nach 98 Stunden bei 174—179°	0,214	0,1085	1:3,27
„ 100 „ 97 „ „ 205—211	0,2135	0,1235	1:2,92

Bei dieser Reaction muss auffallen, dass der Wassergehalt des Kalisubstitutionsproductes No. 98 höher ist[3], als derjenige der ursprünglichen Natronverbindung. Nach bisherigen Erfahrungen war das Umgekehrte der Fall: die wasserreichere war immer die Natronverbindung.

---

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1876.) 550.

[2] Zum Theil gerade auslöschende, 0,052 mm lange und 0,012 mm breite Nadeln, zum Theil Globulite und pseudomorphosirte, das Licht schwach doppelbrechende Natrolithbruchstücke.

[3] Nach der Analogie mit einem Versuche von Lemberg (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1887.) 573. No. 20c) ist zu erwarten, dass bei fortgesetztem Erhitzen mit Wasser, resp. mit verdünnter Kalisalzlösung das Maximum von 12,56 $^0/_0$ H_2O erreicht sein würde, welche Zahl genau der Formel $K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O$ entspricht.

Nach den bisherigen Reactionen, welche die Unveränderlichkeit des Verhältnisses $R_2O : Al_2O_3 : 3SiO_2$ so deutlich zu Tage treten lassen, könnte man sämmtliche Natrolithe als Salze einer beständigen Thonkieselsäure $H_2Al_2Si_3O_{10} . xH_2O$ auffassen[1]. Diese Säure tritt vielleicht in der Natur frei als Pyrophyllit ($H_2Al_2Si_3O_{10}$), oder Razoumoffskin ($H_2Al_2Si_3O_{10} . 2H_2O$) auf.

DÖLTER[2] beobachtete beim Schmelzen von Natrolith einen Zerfall in Nephelin und amorphe Kieselsäure und schloss daraus, dass dem Natrolith folgende Constitutionsformel zukomme:

$$Na_2Al_2Si_2O_8 + Si(OH)_4$$

Sie ist jedoch wenig wahrscheinlich, zumal die Anwendung all zu hoher Temperatur, wegen der dabei eintretenden leichten Molecularumlagerungen, bei Constitutionsfragen principiell ausgeschlossen werden muss. Schon die zahlreichen an frischen und an geschmolzenen und bei dunkler Rothgluth gefritteten Mineralen ausgeführten Parallelversuche LEMBERG's mahnen uns zur grössten Vorsicht. Es erwies sich, dass, sobald wir die Temperatur eines Minerals über eine gewisse Grenze heben, eine Änderung der Constitution des letzteren die unvermeidliche Folge ist.

Noch mehr verfrüht ist die Meinung DÖLTER's (l. c. p. 138), „alle Zeolithe bestehen aus einem Nephelin, Pyroxen oder feldspathähnlichen Silicate, zu welchem Meta- oder Orthokieselsäure tritt."

Ähnlich wie DÖLTER schreibt V. GOLDSCHMIDT[3] die Formel des Natroliths:

$$4\left\{\begin{array}{l}\left.\begin{array}{r}Na_2Al_2\\Si_2\end{array}\right\}O_8\\\left.\begin{array}{r}Si_2\\Si_2\end{array}\right\}O_8\end{array}\right\} + 8H_2O$$

nach dem Typus Si_4O_8 mit Nebenmolecül.

LEMBERG[4] wiederum äusserte die Ansicht, dass die Zusammensetzung der Zeolithe, sowie aller Substitutionsproducte

[1] Vergl. VERNADSKY, Bull. Soc. Nat. de Moscou. (1891.) 48 ff.

[2] Dies. Jahrb. 1890. I. -134-; Chem. Min. (1890.) 183.

[3] Zeitschr. f. Kryst. (1889.) 17. 56.

[4] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1885.) 999.

derselben, sich durch Mischung zweier Endglieder erklären lasse. Abgesehen von den Einwänden, welche LEMBERG sich selbst macht, nämlich, dass die Endglieder weder in der Natur beobachtet, noch, bis auf wenige, künstlich dargestellt wurden, dass die Zeolithe nur ganz bestimmte Mischungen zeigen und bei manchen, wie bei dem Natrolith, nur ein Verhältniss von Thonerde zur Kieselsäure beobachtet worden ist, muss man noch hervorheben, dass speciell der Natrolith sich durch eine auffallende Widerstandsfähigkeit gegenüber sehr verdünnten und mässig concentrirten alkalischen Lösungen[1] auszeichnet, was auf einen complicirten Bau zu schliessen kaum erlaubt. Vor allen Dingen fällt aber ins Gewicht, dass die dem basischen Endgliede sehr nahe stehenden, wenn nicht identischen Silicate von der empirischen Zusammensetzung $R_2Al_2Si_2O_8$ selbst eine complicirte Constitution besitzen und gerade den Natrolithcomplex $R_2Al_2Si_3O_{10}$ als ihren Kern aufweisen. Ähnliches scheint von dem sauren Endgliede $R_2Al_2Si_6O_{16}$ zu gelten. Somit kann nicht umgekehrt der Natrolith die genannten Endglieder als seine näheren Bestandtheile enthalten.

Leucit und Analcim.

$K_2Al_2Si_4O_{12}$ und $Na_2Al_2Si_4O_{12} . 2H_2O$.

Die von LEMBERG[2] ausgeführte Umwandlung von Leucit in Analcim und umgekehrt:

$$K_2Al_2Si_4O_{12} + 2NaCl + 2H_2O = Na_2Al_2Si_4O_{12} . 2H_2O + 2KCl$$

verläuft, trotz mannigfaltigster Versuchsbedingungen, immer sehr glatt. Einerlei, ob man bei gewöhnlicher oder auch bei hoher Temperatur (200°), ob in neutraler oder alkalischer, ob man mit verdünnter[3] oder mit mässig concentrirter Lösung[4] operirt, bleibt der Complex $R_2Al_2Si_4O_{12}$ unverändert

---

[1] Starke, freies Ätzkali führende Lösungen zerstören und lösen den Natrolith ganz auf (LEMBERG, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 582. No. 4g und 580. No. 3f), während verdünnte dieses nur in geringem Maasse thun. Vergl. oben No. 99 und No. 100.

[2] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1876.) 536 ff.

[3] THUGUTT, l. c. p. 137.

[4] LEMBERG, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1885.) 983.

erhalten[1]. Die grosse Widerstandsfähigkeit des letzteren geht auch aus Folgendem deutlich hervor.

Es wurden 3 g des schon früher (l. c. p. 137) von mir analysirten Leucits vom Vesuv mit 500 ccm 1 %iger Kalilauge 94 Stunden bei 205—206° behandelt.

No. 101. Das Product dieser Behandlung.

No. 101a. Leucit berechnet.

No. 102. Die in Lösung übergegangenen Stoffe.

	No. 101	No. 101 a	No. 102
H_2O	0,24	—	—
SiO_2	54,98	55,02	0,2455
Al_2O_3	23,47	23,40	0,1045
K_2O	21,31	21,58	—
	100,00	100,00	

Somit ist zwar der Leucit in verdünnter, freies Alkali führender Lösung nicht ganz unlöslich, doch löst er sich als Ganzes auf. Eine Abspaltung der Basen resp. der Kieselsäure von ungelöst zurückbleibendem Antheile findet nicht statt. Erst wenn starke 30 %ige Alkalilauge auf den Leucit einwirkt, wird letzterer ganz zerstört, wobei, als Neubildung, ein wasserreiches nephelinartiges Product auftritt[2].

Das Alles macht die Annahme, der Leucit sei das Kalisalz einer sehr beständigen complexen Thonkieselsäure $H_2Al_2Si_4O_{12} \cdot xH_2O$, welche in freiem Zustande in der Natur vielleicht durch den Anauxit $H_2Al_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O$ resp. den Smegmatit $H_2Al_2Si_4O_{12} \cdot 11H_2O$ vertreten wird, nicht unwahrscheinlich.

Ganz anders denkt sich nun LEMBERG[3] den Leucit und den Analcim constituirt. Nach ihm sind beide Minerale, ähnlich den Feldspäthen, aus zwei Endgliedern zusammengesetzt aufzufassen. Das Verhältniss des basischen $R_2Al_2Si_2O_8$ zu dem sauren Endgliede $R_2Al_2Si_6O_{16}$ ist gleich 1 : 1. Künstlich lassen sich auch Leucite, sowie Analcime mit anderem

[1] DÖLTER (Chem. Min. (1890.) 256) trennt den Leucit vom Analcim und fasst den ersteren als Metasilicat auf, abgeleitet von H_2SiO_3, während der letztere gedeutet wird als

$$Na_2Al_2Si_2O_8 + 2H_2SiO_3.$$

Um Wiederholungen zu vermeiden, verweise ich betreffs dieser Analcimformel auf das bei Natrolith Gesagte.

[2] LEMBERG, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 579.

[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 599; (1885.) 995 ff.; (1887.) 567.

Kieselsäuregehalt, also mit anderem Verhältniss der Endglieder zu einander, darstellen[1]. Regulär krystallisirende Natriumalumosilicate ($Na_2 Al_2 Si_4 O_{12}$) mit mehr als 8 % Wasser gelten nur dann als Analcime, wenn ihre Kalisubstitutionsproducte wasserfrei, oder nahezu wasserfrei sind.

Als Stütze für die Mischungshypothese wird angeführt das Auftreten von Sanidin und Nephelin in älteren Eruptivgesteinen des Vesuvs in Form von Leucit, welches Vorkommen von Rammelsberg[2] und von Lemberg[3] nicht als Pseudomorphose, sondern als Spaltung des Leucits in die genannten Minerale gedeutet wird. Auch ist es Lagorio[4] gelungen, künstlich eine Leucitschmelze in Form von Orthoklas und Kalinephelin erstarren zu lassen. Schliesslich beruft sich Lemberg auf die Thatsache, dass der Andesin $Ca Al_2 Si_2 O_8 . Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$ bei der Behandlung mit 8 %iger Natriumcarbonatlösung bei 210° direct in Analcim übergeführt werden kann[5].

Allerdings, wenn die Existenzfähigkeit einer Leucitreihe mit der ihr zugehörigen Analcimreihe noch gar nichts von der Constitution dieser Minerale sagt, da ja solche Reihen sich auf die mannigfaltigste Weise ableiten lassen; wenn ferner die bei hoher Temperatur erzielte Spaltung des Leucits in Orthoklas und Nephelin ebenfalls wenig überzeugend sich erweist, gerade weil sie nur bei hoher Temperatur zu verwirklichen ist[6], so erscheint andererseits die angeführte Andesinreaction für den ersten Augenblick beinahe ausschlaggebend. Im Andesin zwar, sowie überhaupt in keinem der Plagioklase, sind jemals die näheren Bestandtheile, das basische und das saure Endglied, direct chemisch nachgewiesen worden, dennoch macht eine Anzahl physikalischer Eigenschaften dieselben sehr wahrscheinlich. Wir könnten wohl solche Endglieder auch im Analcim annehmen, wenn unsere Hauptstütze dafür, die Lemberg'sche Andesinreaction, umkehrbar wäre, so wie das

---

[1] Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1885.) 991, 994.
[2] Sitzungsber. d. Berl. Akad. (1892.) 551.
[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 599; (1885.) 996.
[4] C. R. Soc. Nat. Varsovie. (1890.) No. 3, No. 5.
[5] Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1887.) 567.
[6] Vergl. das beim Natrolith über hohe Temperatur Gesagte.

z. B. beim Leucit und Analcim der Fall ist. Wir führen den Leucit in Analcim über und können aus dem letzteren den ersteren wieder zurückbilden. Besteht nun ein solcher Zusammenhang zwischen Andesin und Analcim? Nicht im Mindesten. Ersetzt man im Andesin das Calcium durch Natrium, so entsteht der Analcim; versucht man aber umgekehrt das Natrium des letzteren durch Calcium zu ersetzen, so bildet sich der Andesin nicht mehr zurück. Das Product ist ein Kalkanalcim[1]. Die Reaction zwischen dem Andesin und dem Analcim ist somit nicht reversibel. Der Analcim ist nicht einfach als ein Natriumsubstitutionsproduct des Andesins zu betrachten, was Lemberg[2] selbst in einer späteren Arbeit hervorhebt. Neben der Substitution finden wahrscheinlich complicirte Atomumlagerungen statt.

Nach Allem kommen wir zum Schluss, dass dem Leucit eher eine besondere Stellung im Mineralsystem anzuweisen ist. Der Zusammenhang mit der complicirt constituirten Nephelin- oder Feldspathgruppe lässt sich durch keine Reaction sicher rechtfertigen. Der nächste Verwandte des Leucits ist der Analcim.

Einfluss der Concentration der einwirkenden Lösungen auf den chemischen Umsatz bei den Silicaten.

Das Studium des Einflusses der Concentration von Lösungen bei chemischen Reactionen hat ausser für den Chemiker auch für den Geologen ein Interesse; letzterer will ja aus den im Laboratorium gemachten Versuchen Schlüsse über die in der Natur vor sich gehenden Processe ziehen. Nun operirt die Natur mit sehr verdünnten Lösungen innerhalb grosser Zeiträume, während der Geologe, um Zeit zu gewinnen, mit concentrirten Lösungen arbeitet. Es fragt sich, darf man die Ergebnisse von Versuchen, die unter Bedingungen gewonnen wurden, welche nicht den natürlichen entsprechen, direct auf die Natur übertragen. Eine verneinende Antwort gaben die Versuche von Lemberg[3]. Obgleich die obere Grenze der

---

[1] Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1876.) 546; (1888.) 639.

[2] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1887.) 570.

[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 579 und (1887.) 562; (1885.) 961 und (1887.) 559.

Verdünnung bei ihm nicht sehr hoch gewählt wurde, war ein Einfluss der Concentration doch unverkennbar. Bei sehr verdünnten Lösungen trat dieses noch deutlicher hervor[1]. Die Zahl solcher Versuche ist durch die vorliegende Arbeit ein wenig vergrössert; zugleich ist einem bis jetzt vernachlässigten Punkte Rechnung getragen. Es wurden nämlich, ausser den in fester Form zurückbleibenden Producten, auch die in Lösung gehenden Stoffe ihrer Quantität nach ermittelt. Damit war zuerst ein klarer Einblick in den Gang der stattfindenden Reactionen ermöglicht.

Um die Übersicht zu erleichtern, lasse ich die bisher bekannten Parallelversuche in tabellarischer Zusammenstellung folgen.

Die Rubrik I giebt das Mineral an, welches mit den in der Rubrik II angeführten, in Wasser gelösten Stoffen behandelt wurde.

Rubrik III giebt die Concentration der Lösung an.

Rubrik IV — das durch Umwandlung des Minerals (I) gebildete Product.

Rubrik V — Verfasser.

Mit Ausnahme von No. 33 wurden alle Versuche in hermetisch verschlossenen Platindigestoren bei circa 200° ausgeführt. Die Einwirkungsdauer wechselte von Fall zu Fall.

Die das Ausgangsmaterial bildenden Minerale lassen sich in drei Hauptgruppen eintheilen. Zur ersten Gruppe gehören die complicirt constituirten Stoffe: der Kaolin, der Sodalith und der Nephelin (No. 1—41); zur zweiten Gruppe der einfach constituirte Leucit nebst seinem Natriumsubstitutionsproducte, dem Analcim (No. 42—45); zur dritten endlich der Kalichabasit (No. 46—47). Der Einfluss der Concentration kommt nur bei den Vertretern der ersten Gruppe zur Geltung. Derselbe lässt sich ganz allgemein so charakterisiren, dass in concentrirter Lösung nur Substitutionen, während in verdünnter, neben letzteren, auch Spaltungen vor sich gehen (z. B. No. 31—32). Bei den Sodalithen sind theilweise Spaltungsvorgänge, neben Substitutionen, auch in concentrirter Lösung möglich (No. 35—39). Die Versuche No. 8—13 und

[1] Thugutt, l. c. p. 133—140.

No.	I. Mineral	II. Reagens	III. Concentration	IV. Producte	V. Verfasser
1.			30 %	$2Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$	L.[1] (1883.) 579
2.	Kaolin v. Karlsbad	NaOH	16	$4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$	T.[2] 67
3.			1	$6Na_3Al_3Si_4O_{14} . 15H_2O$	T. oben No. 81
4.			47	$K_2Al_2Si_2O_8$	T. 133
5.			37	„	L. (1885.) 960
6.	„ „ „	KOH	25		L. (1883.) 587
7.			2	$2(K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O)$ und $K_2Al_2O_4$	T. oben No. 74
8.			46	$3Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_2SiO_3 . 3H_2O$	L. (1885.) 961
9.	„ „ „	Na_2SiO_3	15	$Na_{10}Al_{10}Si_{17}O_{54} . 9H_2O$	L. (1887.) 559
10.			6	$K_{10}Al_{10}Si_{17}O_{54} . 15H_2O$	T. 134
11.	„ „ „	K_2SiO_3	0,6	$K_2Al_2Si_4O_{12} . 2H_2O$	
12.		2,64 g K_2SiO_3	15	$K_{10}Al_{10}Si_{13}O_{46} . 9H_2O$	T. 135
13.	„ „ „	+ 5 g KOH	1,5	$K_8Al_8Si_{13}O_{42} . 11H_2O$	
14.		$Na_2SO_4 + NaOH$	35	$4Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_2SO_4 . 4H_2O$	
15.		$2Na_2SO_4 + NaOH$	28,5	$3Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_2SO_4 . 3H_2O$	
16.		$Na_2SO_4 + NaOH$	18	„ „	T. 83
17.	„ „ „	„	9,8		
18.		„	1,8	$6Na_2Al_2Si_2O_8 . 2Na_2SO_4 . 11H_2O$ und $4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5aq$	
19.		$Na_2CrO_4 + NaOH$	37,5	$4Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_2CrO_4 . 5H_2O$	T. 85
20.	„ „ „	$5Na_2CrO_4 + 6NaOH$	18		
21.			40	$6Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_3PO_4 . 9H_2O$	T. 91
22.	„ „ „	$Na_2HPO_4 + NaOH$	25,4	$6Na_2Al_2Si_2O_8 . 2Na_2HPO_4 . 7H_2O$	

[1] LEMBERG, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.
[2] THUGUTT, Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) 2.

No.	I. Mineral	II. Reagens	III. Concentration	IV. Producte	V. Verfasser
23.	Kaolin v. Karlsbad	$Na_3AsO_4 + NaOH$	40%	$6Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_3AsO_4 . 10H_2O$	T. 92
24.			31	$6Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_3AsO_4 . 7H_2O$	
25.	„ „ „	$C_2H_5COONa + NaOH$	20	$4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$ grosse Krystalle	T. 103
26.			7	$4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$ 20mal kleinere Krystalle	T. 104
27.	$K_2Al_2Si_2O_8$	K_2SiO_3	52	$K_2Al_2Si_2O_8$	L. (1885.) 966
28.			1	$K_6Al_6Si_{11}O_{34} . 9H_2O$	T. 136
29.	„	$K_2Si_2O_5$	4	$K_6Al_6Si_{14}O_{40} . 4H_2O$	T. 136
30.			0,6	wenig verändert	
31.	$4Na_2Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$	K_2CO_3	20	$K_2Al_2Si_2O_8$	L. (1887.) 562
32.			2	$2(K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O)$ und $Na_2Al_2O_4$	T. oben No. 2
33.	$3Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_2SO_4 . 3H_2O$	„	30	$K_2Al_2Si_2O_8$ und Na_2SO_4	L. (1885.) 967
34.			2	$2(K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O)$ und $Na_2Al_2O_4$ u. Na_2SO_4	T. oben No. 24
35.	Sodalith	„	30	$K_2Al_2Si_2O_8$ und $NaCl$	L. (1885.) 967
36.			2	$2(K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O)$ und $Na_2Al_2O_4$ u. $2NaCl$	T. oben No. 23
37.	„	Na_2CO_3	conc.	Carbonatsodalith und Chlornatrium	L. (1883.) 607
38.			16	$4Na_2Al_2Si_2O_8 . Na_2CO_3 . 5H_2O$ und $NaCl$	L. (1887.) 598
39.			2	$5Na_6Al_6Si_7O_{26} . 3Na_2CO_3 . 22H_2O$ und $Na_2Al_2O_4$ und $NaCl$	T. oben No. 33
40.	Eläolith	K_2CO_3	conc.	$Na_8K_{24}Al_{32}Si_{34}O_{132} . 9H_2O$	L. (1883.) 607
41.			2	$K_2Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O$ und $Na_2Al_2O_4$	T. ob. No. 56, 60, 65
42.	Leucit	$NaCl$	über 10	Analcim	L. (1876.) 537
43.		$NaCl + Na_2CO_3$	1		T. 137
44.	Analcim	KCl	über 10	Leucit	L. (1876.) 538
45.		$KCl + K_2CO_3$	1		T. 138
46.	Kalichabasit	$NaCl + Na_2CO_3$	20	Analcim amorph	L. (1885.) 974
47.			1	Analcim krystallisirt	T. 138

No. 27—30 müssen von der Discussion ausgeschlossen werden, weil bei denselben nur die in fester Form sich ausscheidenden Producte einer chemischen Analyse unterzogen wurden.

In einzelnen Fällen (No. 25) scheint die Krystallisation in concentrirter Lösung besser vor sich zu gehen, in anderen wiederum (No. 47) ist die verdünnte Lösung günstiger. Allgemeine Beziehungen lassen sich in dieser Hinsicht nicht aufstellen.

Was die Umsetzungsgeschwindigkeit betrifft, so nimmt dieselbe mit der Verdünnung fast ausnahmsweise ab.

Bei Stoffen von einfacher chemischer Constitution (Gruppe 2) ist die Concentration der einwirkenden Lösung auf den Reactionsgang ohne Einfluss.

Zum Schluss seien noch in folgender Tabelle die Constitutionsformeln der in dieser Arbeit untersuchten Minerale zusammengestellt:

1. $Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 2 H_2 O$ [1] } Natrolithe
2. $Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 H_2 O$ } Natrolithe
3. $K_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 3 H_2 O$ } Natrolithe
4. $K_6 H_6 Al_{12} Si_{18} O_{60}$ } Kaliglimmer
5. $K_4 H_8 Al_{12} Si_{18} O_{60}$ } Kaliglimmer
6. $K_9 H_3 Al_{12} Si_{18} O_{60} . H_6 Al_6 O_{12}$ } Kaliglimmer
7. $K_6 H_6 Al_{12} Si_{18} O_{60} . H_6 Al_6 O_{12}$ } Kaliglimmer
8. $Na_6 H_6 Al_{12} Si_{18} O_{60} . H_6 Al_6 O_{12}$ Natronglimmer
9. $2 K_2 A_2 lSi_3 O_{10} . K_2 Al_2 O_4$ Kalinephelin

[1] Der Natrolith kann aufgefasst werden als Orthosilicat:

$$Si_3 (O_3 Al)_2 (O Na)_2 (O H)_4,$$

abgeleitet von der Orthokieselsäure:

$$3 Si (O H)_4.$$

Alles Wasser wäre in demselben als basisches Wasser anzusehen. Damit wäre auch eine Erklärung gewonnen für den bemerkenswerth hohen Wassergehalt des Kalisubstitutionsproductes des Natroliths (p. 599). — Den Prehnit könnte man auffassen als Natrolith (Skolecit), in welchem die Hälfte des basischen Wassers durch Ca O ersetzt ist:

$$Si_3 (O_3 Al)_2 (O_2 Ca) (O_2 Ca) (O H)_2.$$

Ersetzt man die Hälfte der Hydroxyle im Natrolith durch die Aluminatgruppe $(O Al)_2 (O Na)_2$, so erhalten wir den Nephelin No. 13. Ersetzt man ausserdem die andere Hälfte der Hydroxyle durch Chlornatrium, so resultirt der Sodalith. — Endlich den Granat könnte man auffassen als einen Calciumnatrolith, in welchem alles basische Wasser durch Calciumoxyd ersetzt ist:

$$Si_3 (O_3 Al)_2 (O_2 Ca) (O_2 Ca)_2.$$

10. $2 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . Na_2 Al_2 O_4$ Natronanorthit
11. $2 H_2 Al_2 Si_3 O_{10} . H_2 Al_2 O_4 . 3 H_2 O$ Kaolin
12. $8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . Na_2 Al_2 O_4 . 15 H_2 O$ künstliches Silicat
13. $8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 15 H_2 O$ Natronnephelinhydrat
14. $8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 4 Na_2 Cl_2$ Sodalith
15. $8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 4 Na_2 S O_4$ Nosean {Sulfatsodalith}
16. $8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 4 Na_2 S_2$ Ultramarin {Bisulfidsodalith}
17. $8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 4 Na_2 Al_2 O_4 . 3 K_2 Al_2 Si_3 O_{10}$ Nephelin
18. $8 Na_2 Al_2 Si_3 O_{10} . 3 Na_2 Al_2 O_4 . 6 Ca C O_3 . 9 H_2 O$ Cancrinit
19. $2 K_2 Al_2 Si_3 O_{10} . K_2 Al_2 O_4 . 12 Si O_2$ Kalifeldspath

Anwendung der gewonnenen Resultate auf Geologie.

Im Folgenden sollen die im experimentellen Theil gefundenen Resultate zur Deutung geologischer Processe verwerthet werden.

Wir beginnen mit den Umbildungen des Nephelins. Nach der p. 588 entwickelten Constitutionsformel desselben könnte man folgende Stoffe als Spaltungsproducte erwarten: $Na_2 Al_2 Si_3 O_{10}$, $Na_2 Al_2 O_4$ und $K_2 Al_2 Si_3 O_{10}$. Verbindet sich $Na_2 Al_2 Si_3 O_{10}$ mit Wasser, so entsteht der Natrolith[1]. Aus dem gelösten Aluminat kann sich Hydrargillit oder Diaspor[2] an Ort und Stelle abscheiden, oder es kann sich die Thonerde mit dem Kalinatrolith zu Glimmer vereinigen:

$$6 K_2 Al_2 Si_3 O_{10} + 3 H_2 Al_2 O_4 + 6 H_2 O = 6 K O H + K_6 H_6 Al_{12} Si_{18} O_{60} . H_6 Al_6 O_{12}.$$

Es kann aber auch das Alumosilicat $K_2 Al_2 Si_3 O_{10}$ bei der Einwirkung von Natronsalzen als Natrolith abgeschieden werden. Man würde dann als einziges Silicat Natrolith erhalten. Andererseits kann auch $Na_2 Al_2 Si_3 O_{10}$, bei gleichzeitiger Einwirkung von Kalisalzen, sich mit Thonerde und Eisenoxyd zu Glimmer vereinigen. Dann würde das einzige Product der Kaliglimmer. $K_2 Al_2 Si_3 O_{10}$ kann endlich ganz weggeführt werden[3], ähnlich wie das Aluminat. Enthält der Nephelin Eisenoxyd als theilweisen Vertreter der Thonerde, so spaltet sich dasselbe entweder als solches ab, oder es wird zum Bestandtheil eines sich bildenden Kaliglimmers.

---

[1] Die Spaltung des Nephelins in der Natur in Natrolith und Aluminat ist schon von Blum (Pogg. Ann. (1852.) **87.** 315) angenommen worden.

[2] Diese Art der Bildung der beiden letzteren Minerale ist von Bischof vorausgesagt (Chem. Geol. (1855.) **2.** 2157) und von Scheerer (Pogg. Ann. (1859.) **108.** 431) zuerst in Spreusteinen nachgewiesen worden.

[3] Näheres unten bei Cancrinit.

Alle diese Minerale sind wirklich als Umwandlungsproducte des Nephelins beobachtet worden[1], und zwar Diaspor und Hydrargillit als Beimengung des Natroliths (im sogenannten Spreustein, Hydronephelit, Ranit[2]), Kaliglimmer als einziges Umwandlungsproduct in den südnorwegischen Syeniten (vergl. Brögger), Liebenerit- und Gieseckitporphyren und auch als Einschluss im Natrolith, endlich Eisenoxyd.

Im Folgenden sollen die eben aufgezählten Umwandlungsproducte des Nephelins noch eingehender besprochen werden und, da die südnorwegischen Eläolithsyenite am besten studirt sind, sollen diesem Gebiete die zu besprechenden Objecte entnommen werden.

Brögger theilt mit, dass der ursprünglich farblose Nephelin allmählich trübe wird und einen röthlichen Farbenton annimmt, welche Färbung von ausgeschiedenem Eisenoxyd herrührt. Genau denselben Verlauf nahmen meine Laboratoriumsversuche, namentlich, wo verdünnte Alkalicarbonatlösungen zur Anwendung gelangten. Auch dort schied sich Eisenoxyd, und zwar gleich bei Beginn der Reaction, aus. Dementsprechend war die Thonerdeausscheidung anfangs gering und nahm erst beim fortgesetzten Behandeln mit Kaliumcarbonat zu.

Eine andere Varietät von Eläolithen ist durch fremde Interpositionen grün gefärbt, welche letztere ebenfalls als Producte beginnender Umwandlung des Nephelins zu deuten sind. Die Natur dieser Interpositionen konnte mit Hilfe des Mikroskopes nicht definitiv festgestellt werden. Zirkel hielt sie für Hornblende; Brögger (l. c. p. 220), welcher sie als stark pleochroitische (gelblich bis blaugrün), in hexagonalen Lamellen ausgebildete, einaxige, oder fast einaxige, nur parallel der Blattebene, dann aber ausgezeichnet spaltbare Individuen charakterisirte, liess unentschieden, ob hier Chlorit oder Glimmer vorliege. Ich halte Letzteres entschieden für wahrscheinlicher und berufe mich hierbei auf denjenigen Versuch (p. 587), bei welchem der Eläolith nach der Behandlung mit destillir-

[1] Sehr eingehend ist die Litteratur bei Brögger (Zeitschr. f. Kryst. (1890.) 16) zusammengestellt worden.

[2] Über die beiden letzteren Minerale soll noch später ausführlich gesprochen werden.

tem Wasser in Natrolith und Kaliglimmer gespalten wurde, ohne dass das Eisenoxyd zur Abscheidung gelangte.

Dürfte man das Gesagte verallgemeinern, so wäre überall da, wo in der Natur Rothfärbung, also Zersetzung der Nepheline unter Abscheidung von Eisenoxyd eintritt, die Wirkung carbonatführender Gewässer zu vermuthen; die durch Glimmerbildung bedingte Grünfärbung dagegen auf die Wirkung des reinen Wassers zurückzuführen. Die Thatsache, dass die unter Vermittelung carbonathaltiger Gewässer aus Nephelin entstandenen Cancrinite oft durch ausgeschiedenes Eisenoxyd roth gefärbt sind, spricht jedenfalls nicht dagegen.

Wird das vom Nephelin abgespaltene Aluminat nicht weggeführt, sondern an Ort und Stelle unter Bildung von Diaspor oder Hydrargillit zersetzt, so mengen sich auch diese Minerale dem Natrolith bei, und es resultirt der lange Zeit für ein Individuum gehaltene Spreustein WERNER's.

Der Hydronephelit (Ranit), dessen Zusammensetzung durch folgende Formel

$$Na_2HAl_3(SiO_4)_3$$

ausgedrückt wird und der als Umwandlungsproduct von Nephelin und Sodalith beobachtet ist, ist, meiner Ansicht nach, ebenfalls als Spreustein zu deuten und aus der Zahl der Minerale zu streichen. Die bisherigen optischen Untersuchungen des Hydronephelits (Ranits) sprechen nicht für die Homogenität desselben.

Bei der mikroskopischen Untersuchung verschiedener Spreusteinarten bemerkte BRÖGGER (l. c. p. 235) in einigen derselben Stellen, welche ihm einaxig erschienen. Am häufigsten waren solche Stellen bei den aus dem Nephelin hervorgegangenen Spreusteinen zu sehen. Da nun auch ein von PAIKULL analysirtes Zersetzungsproduct des Nephelins, welches er nach der altnordischen Meeresgöttin Ran als Ranit bezeichnete, welches aber BRÖGGER für kalkhaltigen Hydronephelit CLARKE's hält, dieselben in grosser Menge aufwies, so schloss BRÖGGER, dass das einaxige Mineral der aus dem Nephelin entstandenen Spreusteine Hydronephelit sei. Im Gegensatz zu Nephelin wandle sich nach BRÖGGER der Sodalith in echte Natrolithspreusteine um. Nach CLARKE[1] soll wiederum der Hydro-

[1] Amer. Journ. of Sc. (1886.) 31. 262.

nephelit von Litchfield in Maine ein Umwandlungsproduct des Sodaliths sein. Diese beiden Arten von Spreusteinen sind, wie Brögger (l. c. p. 232) selbst zugiebt, „makroskopisch kaum zu unterscheiden, und auch unter dem Mikroskope nicht leicht, ja oft unmöglich auseinander zu halten. Die Lichtbrechung des Natroliths und des Hydronephelits muss ungefähr gleich stark sein und unterscheidet sich nur wenig von derjenigen des Canadabalsams, so dass beide in unpolarisirtem Lichte nicht deutlich hervortreten, zwischen gekreuzten Nicols zeigen beide in Längsschnitten parallele Auslöschung, ungefähr dieselben Interferenzfarben (grau bis gelblich) und dieselben Interpositionen. Nur in Querschnitten können sie unterschieden werden, indem hier der Hydronephelit, als einaxig, zwischen gekreuzten Nicols in parallelem polarisirtem Lichte bei ganzer Umdrehung dunkel bleibt, und in convergentem Lichte selbst im Dünnschliffe ein ganz deutliches Axenkreuz mit positivem Charakter zeigt, während beim Natrolith eine Bisectrix heraustritt. Da nun selbstverständlich die meisten Durchschnitte mehr oder weniger schief und vorherrschend Längsschnitte sind, da ferner selbst die echten, hauptsächlich aus Natrolith bestehenden Spreusteine eine grössere oder kleinere Beimischung von Hydronephelit erweisen, so ist es ohne eine quantitative chemische Analyse unmöglich, die relativen Mengen der beiden Minerale zu schätzen, und selbst die Bestimmung des herrschenden Minerals kann, wenn zufällig im Dünnschliffe nur unzureichende Querschnitte sich vorfinden, unsicher werden." Chemische Analysen des Hydronephelits sind von Brögger nicht geliefert. Die optische Charakteristik, wie aus der gegebenen Beschreibung hervorgeht, ist sehr ungenügend. Die Existenz des Hydronephelits kann bei Weitem nicht als erwiesen gelten, und dieses um so weniger, als, wie ich meine, eine Verwechselung desselben mit Hydrargillit nicht ausgeschlossen ist. Der Hydrargillit tritt ebenfalls in Form von faserigen Aggregaten auf und ist im Übrigen von Brögger als Begleiter des Natroliths wohl beobachtet worden (l. c. p. 49). Sein optisches Verhalten stimmt auffallend mit demjenigen des Hydronephelits überein. Brögger selbst konnte keine Spur einer Trennung der beiden optischen Axen im Hydrargillit beobachten (l. c. p. 44). Das Interferenzbild ist nach ihm

absolut nicht von einem einaxigen zu unterscheiden. Auch der optische Charakter ist positiv, wie bei Hydronephelit. Ich glaube nun, wir werden uns nicht sehr von der Wahrheit entfernen, wenn wir den vermeintlichen Hydronephelitspreustein einfach für ein Gemenge von Natrolith und Hydrargillit erklären. Dafür sprechen auch einerseits meine Versuche, nach welchen der Natrolith und Diaspor (resp. Hydrargillit) ebensowohl aus Sodalith, wie auch aus Eläolith gebildet werden können, andererseits die mikroskopischen Untersuchungen Diller's[1]. Nach letzterem besteht der Hydronephelit aus zwei Mineralen, von welchen das eine circa 90 $^0/_0$ auszumachen scheint, das andere ist in demselben in Form von kleinen Körnern eingebettet. Bei gekreuzten Nicols sind einaxige und optisch positive Stellen zu sehen. Die Körnchen des zweiten secundären Minerals sind eng mit dem die Hauptmasse ausmachenden Zeolith vermischt, so dass die Abstammung beider Minerale vom Sodalith keine Zweifel übrig lassen kann. Deutliche Krystallumrisse sind nicht zu sehen. Die Doppelbrechung ist stark, auch die Spaltbarkeit deutlich ausgesprochen. Eine statische Trennung führte nicht zum Ziele. Die Zusammensetzung des so getrennten Minerals war von der des ursprünglichen gar nicht verschieden[2]. Clarke meint nun, die Trennung sei doch gut gelungen, dass aber das dem Hydronephelit beigemengte Mineral mit letzterem ganz ähnlich zusammengesetzt sei.

Für die Auffassung des Hydronephelits als eines Gemenges von Natrolith und Hydrargillit spricht auch folgende Rechnung:

I Die Zusammensetzung des Hydronephelits nach Clarke (l. c.).
II Der dem Alkaligehalte in I entsprechende Natrolith.
III Der nach Abzug von II von I hinterbleibende Rest.
IV Hydrargillit berechnet.

---

[1] Amer. Journ. of Sc. (1886.) 31. 263.

[2] Es ist auch nicht zu verwundern, da der Natrolith und der Hydrargillit zu feinkörnig sind, und daher die Unterschiede im specifischen Gewicht paralysiren.

	I.	II.	III.	IV.
H_2O	13,30	7,93	5,37	5,66
SiO_2	39,24	39,63	—	—
Al_2O_3	33,16	22,46	10,70	10,70
K_2O	0,88	0,88	—	—
Na_2O	13,07	13,07	—	—
	99,65	83,97	16,07	16,36

Dasselbe in Formelsprache ausgedrückt:

$$2(Na_2HAl_3Si_3O_{12} . 3H_2O) = 2(Na_2Al_2Si_3O_{10} . 2H_2O) + H_2Al_2O_4 . 2H_2O.$$

Die Übereinstimmung der Werthe in III und IV ist sehr befriedigend [1].

Sollte der Hydronephelit als Individuum wirklich existiren, so wäre nie ein Diasporgehalt in demselben zu erwarten. Nach Brögger soll sich der Hydronephelit nach folgender Gleichung bilden:

$$\underbrace{Na_3Al_3(SiO_4)_3}_{\text{Nephelin}} + 4H_2O = \underbrace{Na_2HAl_3(SiO_4)_3}_{\text{Hydronephelit}} + 3H_2O + NaOH.$$

Der ganze Process besteht also in der Aufnahme von Wasser und der Abspaltung eines Theiles Alkali. Indessen beschreibt Brögger Hydronephelitspreusteine, welche sich durch ungewöhnlich grosse Beimengung von Diaspor auszeichnen sollen, wie z. B. derjenige von der Insel Arö (l. c. p. 236). Die Annahme, der Diaspor sei von aussen transportirt worden, wird immer gezwungen erscheinen. Die Deutung des Vorkommens von Diaspor neben Hydrargillit im Natrolith macht dagegen keine Schwierigkeiten. So ist auch der Spreustein von Arö aufzufassen.

Die Thatsache, dass die aus dem Nephelin hervorgehenden

---

[1] Bemerkenswerth muss erscheinen, dass Diller, bei der Taxirung der Menge des beigemengten Minerals, sich so wenig geirrt hat. Er nahm 10 % desselben an, während es thatsächlich 16 % gewesen sind.

Anmerkung 4. Der sogenannte Hydronephelit würde sich aus Sodalith nach folgender Gleichung bilden:

$$8Na_2Al_2Si_3O_{10} . 4Na_2Al_2O_4 . 8NaCl + 32H_2O = 8NaCl + 8NaOH$$
$$\underbrace{+ 8(Na_2Al_2Si_3O_{10} . 2H_2O) + 4Al_2(OH)_6}_{\text{Hydronephelit}}$$

Oder mit anderen Worten, es müsste sich die im Natrolith enthaltene Thonerdemenge zu derjenigen im Hydrargillit verhalten wie 2 : 1. Aus der eben citirten Analyse Clarke's folgt das Verhältniss — 22,46 : 10,70, während die berechneten Werthe 22,46 : 11,23 sind. Die Übereinstimmung ist eine sehr gute zu nennen.

Spreusteine vorwiegend Hydrargillit und wenig Diaspor, die aus dem Sodalith entstandenen aber hauptsächlich Diaspor führen, erklärt sich vielleicht dadurch, dass aus dem Sodalith, neben der Thonerde, auch viel Kochsalz abgespalten wird. Letzteres nimmt ein Theil des Gebirgssickerwassers für sich in Anspruch; der Thonerde bleibt wenig Wasser zur Verfügung; es entsteht der wasserärmere Diaspor. Bei der Zersetzung des Nephelins, wo obiges nicht der Fall ist, bildet sich der wasserreichere Hydrargillit. Ich verweise hierüber auf die interessanten Versuche von Spring und Lucion [1], nach welchen die Anwesenheit von Neutralsalzen, wie z. B. von NaCl, KCl, KBr, KJ u. a. genügt, um die Entwässerung des Kupferhydroxydes zu beschleunigen.

Es bleibt dahingestellt, ob die Abscheidung des Diaspors aus dem gelösten Aluminate durch Wasser allein oder auch durch Kohlensäure bewirkt wird. Beide Wege sind in der Natur möglich. Im Nachstehenden ist letzterer [2] eingeschlagen und thatsächlich Diaspor erhalten worden.

Es wurden 15,3 g Natronalaun und 7,3 g [3] Natriumhydroxyd in Wasser gelöst, die so erhaltene klare Lösung auf 130 ccm verdünnt und in einem 180 ccm fassenden Platindigestor mit 3,7 g Kohlensäure [4] 79 Stunden bei 184—190° erhitzt.

Hierbei schied sich der grösste Theil der Thonerde als amorphes Hydrat [5] ab, ausserdem bildete sich Dawsonit und Diaspor in Krystallen.

---

[1] Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) **2**. 195.

[2] G. Friedel erhielt Diaspor in kleinen Prismen durch Erhitzen einer wässerigen Natronaluminatlösung bei circa 400°. Bull. Soc. Minér. (1891.) Janvier p. 7.

[3] Um das Natriumaluminat zu bilden, genügen 5,3 g Natriumhydroxyd. Letzteres ist deshalb in Überschuss genommen, um auch den bei der Behandlung mit Wasser herausfallenden Theil Thonerde in Lösung zu erhalten.

[4] Die Kohlensäure wurde in zwei kleinen Platincylindern aus 5,3 g Oxalsäure und 3,7 g Chromsäure entwickelt. Letztere sind deshalb genommen, damit die Kohlensäureentwickelung allmählicher erfolge. Die wässerigen Lösungen beider Säuren zu vermischen, ist nicht rathsam, weil die Gasentwickelung dann schon bei Zimmertemperatur viel zu stürmisch ist. Die so entwickelte Kohlensäure genügte, um alles Natron der Aluminatlösung in Bicarbonat zu überführen.

[5] Die hydratische Thonerde liess sich vollständig durch Schlämmen von den beiden krystallisirten Verbindungen trennen.

Die Diasporkrystalle waren doppelbrechende, gerade auslöschende, zugespitzte Nadeln [1], meist zu Gruppen vereinigt. Dieselben lösten sich selbst in kochender Salzsäure nicht und wurden erst nach vorhergegangenem Glühen durch kochende concentrirte Schwefelsäure zersetzt, welche Eigenschaften auch der natürliche Diaspor zeigt.

Das Gemenge von Diaspor und Dawsonit wurde mit Salzsäure behandelt.

No. 103 giebt die Zusammensetzung des in Salzsäure unlöslichen Diaspors.

No. 103 a berechnete Zusammensetzung.

No. 104 giebt das Verhältniss von Thonerde zu Natron in dem in Salzsäure gelösten Dawsonit an. Kohlensäure und Wasser konnten leider, wegen Mangel an Material, nicht bestimmt werden.

	No. 103	No. 103 a	No. 104
H_2O	16,54 [2]	15,00	—
Al_2O_3	83,21	85,00	0,0291
Na_2O	—	—	0,0177
	99,75	100,00	

Wirkt die Kohlensäure bei gewöhnlicher Temperatur auf Kalialuminat mit einem geringen Überschuss von Kali ein, so entsteht nach Ditte der Hydrargillit $H_2Al_2O_4 . 2H_2O$ [3].

Unter den verschiedenen Umwandlungsproducten des Nephelins nimmt der Natrolith bei Weitem die erste Stellung ein. Wir finden denselben, ausser in den Eläolithsyeniten, noch in Phonolithen [4], Nepheliniten, Porphyren. Von letzteren be-

[1] Von 0,09 mm Länge und 0,008 mm Breite.

[2] Der etwas zu hoch ausgefallene Glühverlust in No. 103 erklärt sich durch eine geringe Beimengung vom Filter stammender Papierfasern.

Anmerkung 5. Es sei bei der Gelegenheit noch auf andere Diasporsynthesen hingewiesen, so diejenige von Sénarmont (C. R. (1850.) **31**. 762), Becquerel (C. R. (1868.) **67**. 1081) und Weinschenk (Zeitschr. f. Kryst. (1890.) **17**. 503). Keine derselben ist jedoch auf die Natur übertragbar. Für gewisse Fälle mag dagegen die von mir (Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) **2**. 140) erzielte Hydratation von Korund von Bedeutung sein.

[3] C. R. (1893.) **116**. 386.

[4] v. Eckenbrecher, Tscherm. M. P. M. (1881.) N. F. **3**. 1; Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 559.

ansprucht der Liebeneritporphyr von Predazzo in Südtirol und der grönländische Gieseckitporphyr schon insofern ein besonderes Interesse, als in denselben zwei Generationen von Nephelin vorkommen und jede dieser Generationen eine nur ihr eigenthümliche Umwandlung erfahren hat. Die porphyrisch ausgeschiedenen Krystalle sind in den Liebenerit oder auch Gieseckit genannten Kaliglimmer umgewandelt worden, aus dem Nephelin der Grundmasse ist dagegen der Natrolith hervorgegangen. Dies verschiedene Verhalten des Nephelins in einem und demselben Gestein anzunehmen, erschien LEMBERG[1] nicht nothwendig, und er wies auf die Möglichkeit der Abstammung des Liebenerits vom Cordierit hin, welcher letztere seiner äusseren Form nach wirklich mit dem Nephelin grosse Übereinstimmung zeigt. Welche dieser Ansichten die richtige ist, ist nicht leicht zu entscheiden, da ein unveränderter Kern des ursprünglichen Minerals sich nicht erhalten hat. Die Thatsache, dass der Glimmer wohl als Umwandlungsproduct des Cordierits angetroffen wird, widerspricht nicht der Hypothese von LEMBERG, doch darf nicht vergessen werden, dass diese Art Pseudomorphose zu den selteneren gehört. Am häufigsten gehen aus dem Cordierit die Magnesia und Wasser führenden Silicate: Aspasiolith, Esmarkit, Bonsdorffit, Praseolith u. a. hervor. Auch wäre eher ein Magnesia- als ein reiner Kaliglimmer zu erwarten. Was sollte ferner mit der Magnesia geschehen? Weit konnte sie kaum weggeführt werden. Die bei der Natrolithisirung des Nephelins der Grundmasse frei werdenden Aluminate waren einem solchen Transporte hinderlich. Der Absatz spinellartiger Verbindungen müsste beinahe an Ort und Stelle erfolgen. Eine Verminderung des Magnesiagehaltes im Porphyr in Folge stattgefundener Zersetzungen erscheint deshalb wenig wahrscheinlich. Indessen ist derselbe nach den Analysen von LEMBERG sehr niedrig und beträgt, die serpentinisirten Contactzonen ausgeschlossen, weniger als 1 $^0/_0$, was für ein verhältnissmässig cordieritreiches Gestein zu wenig ist. Ausserdem entfällt wenigstens ein Theil dieser Magnesia auf den Augit.

Kehren wir nun zu der älteren Anschauung, nach welcher

---

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1877.) 494.

der Liebenerit für einen umgewandelten Nephelin gilt, zurück. Dass eine derartige Umwandlung überhaupt möglich ist, wird man nicht beanstanden wollen. Es sprechen dafür sowohl die von Brögger (l. c. p. 236) beobachteten Pseudomorphosen als auch meine obigen Versuche (p. 587), bei welchen aber nur so viel Glimmer gebildet wurde, als Kali im Nephelin vorhanden war. Soll die ganze Substanz des Nephelins in Glimmer umgewandelt werden, dann muss noch Kali zu- und Natron weggeführt werden. Fürs Erste konnte die nöthige Menge Kali von dem der Natrolithisirung unterliegenden Nephelin der Grundmasse geliefert werden. Da nun letzterer den porphyrisch ausgeschiedenen seiner Menge nach übertraf, so war ein Mangel an Kali nicht zu befürchten, und das um so weniger, als auch der Feldspath allmählich sein Kali abgeben musste. Hat die Glimmerbildung an einer Stelle begonnen, so war auch damit ein Anstoss zur Fortsetzung dieses Processes gegeben. Die Geschwindigkeit, mit welcher derselbe erfolgte, war schon in Anbetracht der, im Vergleich zum Nephelin der Grundmasse, beträchtlichen Dimensionen der porphyrisch ausgeschiedenen Krystalle nur unbedeutend. Während in der Grundmasse die Natrolithbildung schon längst zu Ende war, konnte die Verglimmerung der grösseren Nephelinkrystalle nur langsamen Schrittes vorwärts gehen. Das dieselben umkreisende Sickerwasser führte nun fast ausschliesslich das vom Orthoklas abgespaltene Kali, und so fehlte es nicht an Gelegenheit, um das noch zurückgebliebene Natron gegen Kali auszutauschen.

Eine nicht unwichtige Stütze der Ansicht, Liebenerit und Gieseckit seien aus Nephelin entstanden, ist ferner darin zu erblicken, dass es wohl dem Liebeneritporphyr genau entsprechende Porphyre giebt (Südnorwegen), welche ihren porphyrisch ausgeschiedenen Nephelin noch frisch erhalten haben (Brögger l. c. p. 238), während cordieritführende Analoga bis jetzt nicht beobachtet wurden.

Unter den Umwandlungsproducten des Nephelins wird nicht selten Cancrinit angetroffen. Es entsteht die Frage: Wie kommt diese Umwandlung zu Stande? Ein Blick auf die chemische Zusammensetzung beider Minerale kann wohl zum Schlusse verleiten, der Cancrinit sei einfach durch Ad-

dition von Calciumcarbonat und Wasser zum kalifreien Nephelin entstanden. In diesem Sinne äusserte sich auch LEMBERG[1], nachdem es ihm wirklich gelungen, das kohlensaure Natron mit Nephelin zu vereinigen. Die Reaction erfolgte in concentrirter wässeriger Lösung. Sollte die Umwandlung des Nephelins in der Natur nach demselben Vorgange, dabei aber ohne Volumänderung vor sich gehen, dann müsste das specifische Gewicht des gebildeten Cancrinits in Folge stattgefundener Contraction höher ausfallen, als dasjenige des ursprünglichen Minerals. Es ist aber gerade das Umgekehrte der Fall. Folglich muss die keinem Zweifel unterliegende Aufnahme der einen Stoffe von einem Austritt der anderen begleitet gewesen sein. Es fragt sich nun, welcher? Vergegenwärtigen wir uns die Constitutionsformel des Nephelins:

$$8\,Na_2Al_2Si_3O_{10} \,.\, 4\,Na_2Al_2O_4 \,.\, 3\,K_2Al_2Si_3O_{10}$$

und bedenken, dass der Cancrinit kalifrei ist, so hat der Austritt der Gruppe $3\,K_2Al_2Si_3O_{10}$ für sich zunächst die grösste Wahrscheinlichkeit; an ihre Stelle rückt nun der kohlensaure Kalk und das Wasser ein. Die Möglichkeit eines solchen Ersatzes thut der oben besprochene Versuch No. 33 dar[2]. Aus letzterem geht auch hervor, dass neben dem Kalinatrolithe auch ein Theil Kalialuminat austreten muss, da die Reaction in stark verdünnter Lösung sich vollzieht. Auf diese Weise kommen wir zur Gleichung:

$$\begin{array}{l} 8\,Na_2Al_2Si_3O_{10} \,.\, 4\,Na_2Al_2O_4 \,.\, 3\,K_2Al_2Si_3O_{10} \\ \qquad\qquad - Na_2Al_2O_4 - 3\,K_2Al_2Si_3O_{10} \\ \qquad\qquad + 6\,CaCO_3 + 9\,H_2O \\ \hline = 8\,Na_2Al_2Si_3O_{10} \,.\, 3\,Na_2Al_2O_4 \,.\, 6\,CaCO_3 \,.\, 9\,H_2O \quad \ldots\ldots \quad I \end{array}$$

I Die Zusammensetzung der so abgeleiteten Cancrinitformel.

II und III Cancrinit von Miask, nach den Analysen von RAUFF (HINTZE p. 881).

IV Cancrinit von Litchfield, nach der Analyse von CLARKE (HINTZE p. 882).

---

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 607.

[2] Vergl. auch die in concentrirter Lösung ausgeführten Versuche von LEMBERG, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1887.) 598.

	I.	II.	III.	IV.
H_2O	4,04	4,07	3,99	3,79
SiO_2	35,95	37,16	37,40	35,83
Al_2O_3	28,01	28,32	28,08	29,45
Fe_2O_3	—	0,51	0,37	Spur
CaO	8,39	6,82	7,09	5,12
K_2O	—	0,23	0,16	0,09
Na_2O	17,02	17,54	17,96	19,33
CO_2	6,59	6,12	6,20	6,50
	100,00	100,77	101,25	100,11

Die Übereinstimmung der Werthe in I und II bis IV ist eine überaus gute zu nennen. Die Unterschiede im Kalkgehalte erklären sich dadurch, dass ein Theil des kohlensauren Kalkes in den Cancriniten II, III und IV durch kohlensaures Natron ersetzt ist. Dementsprechend ist der Natrongehalt der letzteren etwas höher. Der geringe Kieselsäureüberschuss rührt vielleicht von beigemengtem Natrolith her, welcher die Cancrinite so oft zu begleiten pflegt. Darauf wären auch die Unterschiede in der Zusammensetzung der verschiedenen Cancrinite zurückzuführen. Mit dem Kieselsäuregehalte nimmt auch gewöhnlich der Wassergehalt zu.

Da bei der Umwandlung von Nephelin in Cancrinit keine Volumänderung stattfindet, so müssen auf Grund obiger Gleichung 4536 Gewichtstheile Nephelin 4006 Gewichtstheile Cancrinit geben; also die specifischen Gewichte beider Minerale müssen sich verhalten wie die genannten Zahlen, oder abgekürzt, wie 2,64 : 2,35. Beobachtet sind 2,64 und 2,42.

Die Addition von Calciumcarbonat braucht nicht immer direct zu erfolgen. In manchen Fällen mag zunächst ein Natriumcarbonatsodalith entstehen, welcher seinerseits durch Einwirkung chlorcalciumführender Gewässer in Calciumcarbonatsodalith übergeführt wird[1].

Die bei der Umwandlung von Nephelin in Cancrinit freiwerdenden Stoffe ($K_2Al_2Si_8O_{10}$ und $Na_2Al_2O_4$) können, je nach den äusseren Umständen, Glimmer oder Natrolith und Diaspor liefern, welche Minerale als Begleiter des Cancrinits in der Natur beobachtet sind.

Aus dem eisen- und kalihaltigen Nephelin sind wahr-

[1] Vergl. hierzu den Versuch von LEMBERG, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 594.

scheinlich die rothen, neben mechanisch beigemengtem Eisenoxyd, immer etwas kaliführenden Cancrinitvarietäten hervorgegangen. Die honiggelben, eisen- und meist auch kalifreien Varietäten sind vielleicht als Umwandlungsproducte des Sodaliths anzusehen, mit welchen sie auch oft eng verknüpft vorkommen. Letztere Umwandlung wird ähnlich wie beim Nephelin verlaufen müssen.

Auch der Sodalith wird unter den Umwandlungsproducten des Nephelins angeführt[1]. Doch ist der Beweis dafür nicht leicht zu liefern. Mir erscheint die secundäre, hydrogene Bildung des Sodaliths überhaupt sehr fraglich. Es ist nämlich nicht zu verstehen, wie der Sodalith aus verdünnter Lösung gebildet werden kann, wenn er sonst unter diesen Umständen so leicht in seine Bestandtheile zu zerfallen pflegt. Wenn überhaupt, so wäre auf nassem Wege eher die Bildung saurer Sodalithe zu erwarten. Solche sind aber niemals beobachtet worden. Auch die oben (p. 578 ff.) mitgetheilten Versuche (Einwirkung von Calciumchlorid auf Sodalithe verschiedener Entstehung) sprechen gegen eine hydrogene Bildung derselben. Eine Anreicherung von Sodalith an Spalten und Rissen der Syenitgänge von Miask, Ditró u. a. schliesst eine primäre Entstehung desselben nicht aus, da die Risse einfach eine Folge der leichten Zersetzbarkeit des Sodaliths sein können.

Bei der Besprechung der Constitution der Feldspäthe habe ich in denselben Natrolith und Aluminate als nähere Bestandtheile vermuthet. Die wiederholt beobachtete Umwandlung von Orthoklas[2], ferner von Oligoklas[3] in Natrolith und auch diejenige von Labrador[4] in Skolecit widerspricht nicht dieser Annahme. Verständlich erscheint auch das Auftreten von Diaspor und Hydrargillit in der Reihe der Zersetzungsproducte der Feldspäthe. Diese Vorkommnisse sind gar nicht so selten, sie wurden aber häufig verwechselt mit

---

[1] Brögger, l. c. 223.

[2] Roth, Chem. Geol. (1879.) 1. 311, 312; v. Eckenbrecher, Tscherm. M. P. M. (1881.) 3. 33; Brögger, l. c. 637; Morozewicz, Pamiętnik fizyjograficzny. 11. 157.

[3] Roth, l. c. 323.

[4] Kloos, Dies. Jahrb. (1885.) Beil.-Bd. 3. 34.

Kaolin[1]. Lacroix[2] beobachtete den Diaspor in verwitterten Gneiss- und Granitauswürflingen im Basalttuff der Haute-Loire, Cross[2] fand denselben in den zersetzten Trachyten der Rosita Hills, hier zwar in Begleitung mit Alunit, was auf eine andere Entstehungsweise des Diaspors hinzuweisen scheint. Liebrich[3] wies den Hydrargillit in den sehr verbreiteten Bauxiten des Vogelsberges nach. Ihm ist es auch gelungen, die Structur des ursprünglichen Doleritbasaltes im Bauxit wieder zu erkennen und so den genetischen Zusammenhang beider Gesteine zuerst klarzulegen. Ein Theil der Thonerde im Bauxit rührt wohl vom zersetzten Augit her, die Hauptmenge derselben lieferten aber die Feldspäthe[4].

Die leichte Abspaltbarkeit der Thonerde aus den Silicaten machte ihre Gegenwart auch in Mineralquellen wahrscheinlich. In letzterer Zeit gelang es thatsächlich Carnot[5] und Parmentier[6], Thonerde in mehreren Mineralquellen nachzuweisen, z. B. in der Duboisquelle von Vichy (Allier) sind nach Parmentier 15 g, in der Grand Source der Pongues-les-Eaux (Nièvre) 14 g Thonerde im Kubikmeter Wasser enthalten, jedenfalls nicht zu unterschätzende Mengen.

Was schliesslich die Endproducte der Zersetzung der Minerale der Sodalith- und Nephelingruppe, die Thone betrifft, so hielt man dieselben auf Grund ihrer äusseren Eigenschaften gewöhnlich für Kaolin[7]. Da jedoch chemische Analysen, der nothwendige Beleg, nicht beigefügt wurden, kann diese Annahme nicht für bewiesen gelten. Unmöglich aber ist sie durchaus nicht, wie aus den oben angeführten Versuchen No. 5 und No. 38 zu ersehen. Letztere sind auch insofern von Interesse, als sie ein tiefeingewurzeltes Vorurtheil, der Vorgang der Kaolinbildung, wie denn überhaupt die Abspal-

---

[1] Rosenbusch, Mikr. Phys. (1892.) 1. 698.

[2] Rosenbusch, l. c. 432.

[3] Ber. oberhess. Gesellsch. Nat.- u. Heilk. (1891.) 57—98.

[4] Hierher mag vielleicht gehören das von Wichmann beobachtete Vorkommen von Korund im Feldspathgestein von Felling. Verhandl. d. k. geol. Reichsanst. (1884.) 150.

[5] C. R. 111. 192.

[6] C. R. (1892.) 115. 125.

[7] Roth, Chem. Geol. (1879.) 1. 351; Brögger, l. c. 199 u. 238.

tung starker Basen aus den Silicaten mit der Wirkung der Kohlensäure eng verbunden sei, aufs Entschiedenste widerlegen. Die starken Basen, namentlich die aus den Alkalialumosilicaten, vermag schon reines Wasser abzuspalten. Die Kohlensäure ist nur für Kalk- und Magnesiasilicate von Bedeutung.

Die nahen Beziehungen von Sodalith und Nephelin zu Natrolith, das Vorhandensein einer Kerngruppe $R_2 Al_2 Si_3 O_{10}$ in denselben, machen allerdings die Bildung saurer Thone, wie z. B. $H_2 Al_2 Si_3 O_{10} . x H_2 O$ mehr wahrscheinlich. Solche Thone sind auch thatsächlich von Lemberg (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1883.) 559; (1877.) 492) beobachtet worden, und zwar einmal unter den Zersetzungsproducten des Phonoliths vom Marienfels bei Aussig, das andere Mal im Liebeneritporphyr von Boscampo bei Predazzo.

Dorpat. Mineralogisches Institut der Universität.

Inhalt.

Ueber die Krystallformen regulärer und optisch einaxiger Substanzen, deren Lösungen ein optisches Drehungsvermögen besitzen[1].

Von

Hermann Traube in Berlin.

Mit 2 Holzschnitten.

III.

Der Amylaminalaun ist bis jetzt der einzige in Lösung optisch active Körper, welcher regulär krystallisirt[2]. Le Bel giebt an, dass die Krystalle dieser Substanz die Polarisationsebene des Lichtes drehen, Wyrouboff[3] konnte jedoch nur anomale Doppelbrechung beobachten. Diese anomale Doppelbrechung, welche jedenfalls wohl durch die dem Amylamin nie fehlenden Beimengungen veranlasst ist, könnte ein etwa vorhandenes Drehungsvermögen wohl verdecken. Bei dem Interesse, welches die Frage besitzt, ob die in Lösung optisch activen Substanzen auch in Krystallen, wenn sie regulär oder einaxig krystallisiren, ein optisches Drehungsvermögen zeigen oder nicht, schien die Untersuchung auf Circularpolarisation bei einem regulär krystallisirenden in Lösung activen Körper besonders erwünscht.

---

[1] Die erste und zweite Mittheilung s. dies. Jahrb. Beil.-Bd. VIII 269, 510. 1893.

[2] Le Bel, Bull. soc. chim. (2) **17**, 387. 1872. Schabus, Best. d. Kryst. Gest. Wien 1855. 13. — Dass der Borneocampher, welcher lange Zeit für regulär gehalten wurde, hexagonal krystallisirt, habe ich an einer anderen Stelle (Journ. f. prakt. Chem. N. F. **49**, 3. 1894) gezeigt.

[3] Wyrouboff, Ann. d. chim. et de phys. (6) **8**, 340. 1886.

In der Literatur finden sich mehrfach Angaben über Alaune, in denen das einwerthige Metall durch ein Alkaloid ersetzt ist. So berichtet LANGE[1], einen Chininalaun dargestellt zu haben, ebenso WILL[2]. Während der von LANGE dargestellte Chininaluminiumalaun „prismatisch" krystallisiren soll, bildet der Chinineisenalaun nach WILL kleine, farblose Oktaëder, die sich aus einer Lösung von schwefelsaurem Eisenoxyd und schwefelsaurem Chinin nach Monate langem Stehen abgeschieden hatten. Eine Analyse ist von WILL nicht ausgeführt worden. Versuche WILL's, aus schwefelsaurem Chinin, Cinchonin, Brucin und Thonerdesulfat Alaune darzustellen, hatten keinen Erfolg.

CHARLARD[3] beschreibt ein in Oktaëdern krystallisirendes Doppelsalz von Coniin- und Thonerdesulfat. Das Coniin $C_8H_{17}N$ ist bekanntlich ein secundäres Amin, Propylpiperidin, und kann vom Ammoniak in der Weise abgeleitet werden, dass zwei Wasserstoffatome im Ammoniak durch den Rest C_8H_{16} ersetzt sind:

$$N\begin{matrix}-H\\=C_8H_{16}\end{matrix}$$

Bei der verhältnissmässig einfachen Constitution des einwerthigen Coniins ist es allerdings sehr wahrscheinlich, dass es in Ammoniumalaunen das einwerthige Ammoniak wird ersetzen können. In der That gelang die Darstellung sowohl des Coniineisenalauns, als auch des Coniinaluminiumalauns.

8. Coniineisenalaun $(C_8H_{17}N)_2H_2SO_4 + Fe_2(SO_4)_3 + 24H_2O$.

Zur Darstellung des Coniineisenalauns wurde zunächst aus Coniin puriss. (bezogen von E. MERCK in Darmstadt) Coniinsulfat dargestellt und zur Lösung dieses Salzes Eisenoxydsulfat im Molecularverhältniss 1 : 1 hinzugesetzt. Nach einiger Zeit schieden sich aus der braunrothen Mutterlauge fast wasserhelle, luftbeständige, bis cm grosse oktaëdrische Krystalle aus, deren Analyse ergab:

[1] LANGE, Arch. d. Pharm. (2) 83, 61. 1858.

[2] WILL, Ann. d. Chem. u. Pharm. 42, 111. 1842.

[3] CHARLARD in FEHLING, Handwört. d. Chemie. 2, 790. Braunschweig 1875. — Nähere Untersuchungen an diesem Körper werden hier nicht mitgetheilt, die Originalarbeit habe ich nicht auffinden können, ebenso wenig weitere Literaturangaben an anderen Stellen.

	Gefunden	Berechnet
Fe_2O_3	13,29	13,54
SO_3	26,89	27,07
H_2O	37,01	36,55

Die Anwesenheit des Coniins wurde qualitativ dadurch festgestellt, dass zu einer Lösung des Alauns Kalilauge hinzugesetzt wurde, wobei sich das Coniin in kleinen öligen Tröpfchen abschied, die an ihrem charakteristischen Geruch leicht als Coniin erkannt werden konnten. Die Krystalle zeigten meist nur das Oktaëder, selten noch den Würfel mit kleinen Flächen.

	Gefunden	Berechnet
$111:1\bar{1}1$	70° 30′	70° 31′ 44″

Um zu ermitteln, in welcher Abtheilung des regulären Systems der Coniineisenalaun krystallisirt, wurden Krystalle mit Wasser geätzt. Es bildeten sich auf den Oktaëderflächen die auch bei anderen Alaunen beschriebenen dreiseitigen Pyramiden, die Combinationskanten der Ätzfigur mit der Oktaëderfläche waren gegen die Oktaëderkanten unter einem Winkel von höchstens 4° geneigt und zwar bei benachbarten Oktaëderflächen im entgegengesetzten Sinne; am deutlichsten trat dies bei den Ätzfiguren hervor, welche durch sehr langsame Auflösung (schwache Behauchung) entstanden waren. Die Ätzfiguren auf den Hexaëderflächen stellten vierseitige Pyramiden dar, deren Combinationskanten mit den Würfelflächen mit den Combinationskanten 111/100 einen von 45° um 4—5° abweichenden Winkel bildeten. In Fig. 1 sind diese Verhältnisse stärker zum Ausdruck gebracht, als der Wirklichkeit entspricht. Aus der Vertheilung und Anordnung der Ätzfiguren auf den Oktaëder- und Hexaëderflächen geht hervor, dass der Coniineisenalaun nur 7 Symmetrieaxen besitzt, also regulär tetartoëdrisch krystallisirt. Das Oktaëder ist also eine Combination der beiden Tetraëder.

In cm dicken Platten (begrenzt durch natürliche Oktaëderflächen) konnte im senkrecht einfallenden polarisirten Licht eine Drehung der Polarisationsebene des Lichtes nicht beobachtet werden; auch wenn mehrere Krystalle bis zur Dicke von 3 cm übereinandergelegt wurden, war keine Circularpolarisation festzustellen. Die Alaunkrystalle erwiesen

sich meist als optisch vollkommen normal, an einigen Individuen waren indes auch Stellen mit schwacher anomaler Doppelbrechung anzutreffen. Das specifische Drehungsvermögen einer Auflösung des Coniineisenalauns wurde angenähert festgestellt, indem für Na-Licht der Drehungswinkel einer Lösung, deren Concentration bekannt war, gemessen wurde. Die braunrothe Farbe der Lösung wurde durch einen geringen Zusatz von

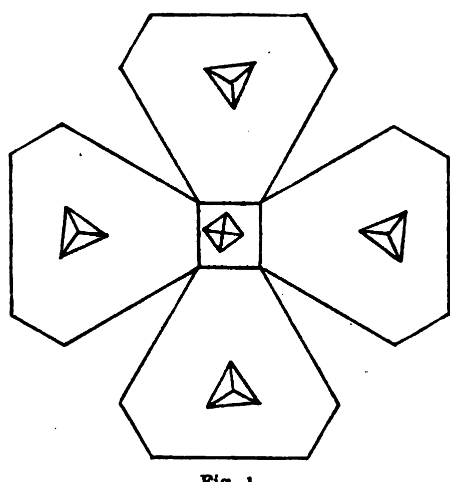


Fig. 1.

Salpetersäure fast zum Verschwinden gebracht. Eine Lösung, welche in 100 ccm 66,8 g Coniineisenalaun enthielt, drehte bei 100 mm Säulenlänge bei Na-Licht die Polarisationsebene des Lichtes um $+ 0{,}35^0$, demnach ergiebt sich:

$$[\alpha]_D = + 0{,}53^0.$$

Das specifische Drehungsvermögen einer Auflösung von Coniineisenalaun ist somit sehr gering, was bei der schwachen Drehung des reinen Coniins auch zu erwarten war.

9. Coniinaluminiumalaun $(C_8H_{17}N)_2H_2SO_4 + Al_2(SO_4)_3 + 24H_2O$.

Die Darstellung des Coniinaluminiumalauns erfolgte in analoger Weise wie die des Coniineisenalauns, er krystallisirt aber nicht so leicht wie dieser; es wurden bis 0,5 cm grosse wasserhelle Oktaëder erhalten, die sich mit der Zeit etwas trübten. Die Analyse ergab:

	Gefunden	Berechnet
Al_2O_3	8,82	9,08
SO_3	28,64	28,47
H_2O	38,74	38,43

Der Oktaëderwinkel wurde gemessen zu 70° 32′. Die Ätzfiguren sind ähnlich wie beim Coniineisenalaun. Dieser Alaun krystallisirt daher ebenfalls regulär tetartoëdrisch. Auch hier konnte an Krystallen in einer cm dicken Schicht ein Drehungsvermögen nicht wahrgenommen werden.

Eine Lösung, welche in 100 ccm 46 g Coniinaluminiumalaun enthielt, zeigte bei 200 mm Säulenlänge einen Drehungswinkel von + 0,65°, demnach ergiebt sich:

$$[\alpha]_D = +0{,}68°.$$

Von Interesse ist es festzustellen, ob die Coniinalaune isomorph mit den anderen Alaunen sind. Als in Lösung optisch active Körper krystallisiren die Coniinalaune in gewendeten Formen und zwar regulär tetartoëdrisch. Die anderen Alaune werden allgemein, besonders nach den Untersuchungen von L. Wulff[1], als pentagonal hemiëdrisch angenommen; Lecoq de Boisbaudran[2] will indess am Kaliumchromalaun eine Flächenausbildung beobachtet haben, die auf Tetardoëdrie schliessen lässt. Sind die Coniinalaune mit den anderen Alaunen isomorph, so müssen diese gleichfalls tetartoëdrisch sein. Bei näherer Überlegung wird man eine Isomorphie der in Lösung optisch activen Coniinalaune mit den anderen Alaunen nicht erwarten können, diese Isomorphie dürfte wohl nur bei den Coniinalaunen stattfinden, die als Vertreter des einwerthigen Metalls inactives Coniin enthalten. Aus einer Lösung von Coniineisenalaun und wenig Kaliumchromalaun schieden sich tief violette Oktaëder ab, die, wie eine qualitative Prüfung ergab, kein Coniin enthielten, sondern Mischkrystalle von Kaliumchromalaun und Kaliumeisenalaun waren.

10. Laurineencampher $C_{10}H_{16}O$.

Der Laurineencampher ist zuerst von Des Cloizeaux[3] untersucht worden. Die durch Sublimation entstandenen Krystalle

[1] L. Wulff, Zeitschr. f. Kryst. etc. 5, 81. 1881.

[2] Lecoq de Boisbaudran, Compt. rend. 88. 360. 1879. Bull. soc. min. 2. 41. 1879.

[3] DesCloizeaux, Compt. rend. 48. 1064. 1859.

stellten hexagonale bis 8 mm grosse, nach der Basis dünntafelförmige Krystalle dar, welche noch eine Pyramide und ganz untergeordnet das zugehörige Prisma erkennen liessen. Ich hatte Gelegenheit, flächenreichere Campherkrystalle, welche sich aus einer mit Natronseife versetzten alkoholischen Campherlösung abgeschieden hatten, zu untersuchen und die Gruppe des hexagonalen Systems festzustellen, zu der die Krystalle gehören.

Hexagonal, trapezoëdrisch-tetartoëdrisch
a : c = 1 : 1,68512 (1 : 1,6202 Des Cloizeaux).

Beobachtete Formen (Fig. 2): $c = 0P(0001)$, $r = +R\varkappa(10\bar{1}1)$, $r' = -R\varkappa(01\bar{1}1)$, $v = +\frac{1}{8}R\varkappa(10\bar{1}8)$, $d = \frac{P2}{4}\varkappa(11\bar{2}2)$, $m = +\infty R\varkappa(10\bar{1}0)$, $m' = -\infty R\varkappa(01\bar{1}0)$, $n = \frac{\infty P2}{4}\varkappa(11\bar{2}0)$.

	Gemessen	Berechnet	Des Cloizeaux gemessen
$0001 : 10\bar{1}1$ . . .	62° 48′	—	61° 51′
$10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$ . . .	52 38	52° 48′ 34″	
$10\bar{1}1 : 11\bar{2}2$ . . .	26 43	26 24 17	
$10\bar{1}1 : 10\bar{1}0$ . . .	27 14	27 12	
$0001 : 10\bar{1}8$ . . .	13 20	13 14 30	

Die wasserhellen Kryställchen waren höchstens 1,5 mm gross und zeigten sehr glatte Flächen. Die Deuteropyramide tritt, wie aus beistehender Fig. 2 ersichtlich ist, ebenso wie das zugehörige Prisma, nur mit der Hälfte der Flächen auf. Die beiden Rhomboëder r und r′ sind in der Regel im Gleichgewicht ausgebildet, die Flächen von v, d, m, m′, n sind stets sehr klein.

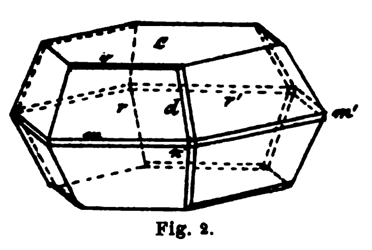


Fig. 2.

Der Charakter der Doppelbrechung wurde in Übereinstimmung mit der Angabe von Des Cloizeaux als negativ gefunden. Nach Scherr-Thoss zeigen die Krystalle Circularpolarisation[1].

Herrn Geheimen Bergrath Professor Dr. C. Klein, der mir gestattete, vorstehende Untersuchungen im mineralogischen Institut der Universität Berlin auszuführen, bin ich zu bestem Dank verpflichtet.

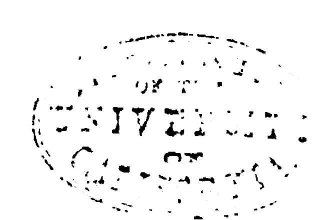
Berlin, Januar 1895.

[1] Scherr-Thoss, Tageblatt d. 47. Vers. deut. Naturf. Breslau. No. 4. 54. 1874; vergl. Zeitschr. f. Kryst. etc. 23. 583. 1894.

Berichtigungen.

S. 175 Z. 18 v. u. statt Kronstad lies: Kroonstad.
S. 181. In der Tabelle statt Sevasischichten lies: Swasischichten.
S. 183 Z. 9 v. o. nach Schichten füge ein: der alten Schiefer- und.
S. 183 Z. 14 v. o. nach Quarzite füge ein: der alten Schiefer- und.
S. 190 Z. 8 v. u. statt Sevasischichten lies: Swasischichten.
S. 192 Z. 14 v. u. statt 0,976 lies: 0,0976.
S. 194 Z. 7 v. u. statt Schistone lies: Schistose.
S. 196 Z. 9 v. u. statt Oranje lies: Orange.
S. 200 Z. 16 v. o. statt Chlorit lies: Biotit.
S. 200 Z. 17 v. o. statt Biotit lies: Chlorit.
S. 203 Z. 10 v. o. statt fest lies: fort.
S. 213 Z. 4 v. o. statt Walmarans lies: Wolmarans.
S. 214 Z. 11 v. u. nach umgewandelten füge ein: Krystallen.
S. 223 Z. 11 v. u. statt Watervaal lies: Waterval.
S. 224 Z. 6 v. o. statt Sukumpi lies: Inkumpi.
S. 226 Z. 6 v. u. statt Pretoria's lies: Pretorius'.
S. 230 Z. 21 v. o. nicht zu streichen.
S. 230 Z. 2 v. u. statt Ventenkrom lies: Venterskroon.
S. 244 Z. 17 v. o. sowie in der Anmerk. statt Eckhorst lies: Eekhout.
S. 248 Z. 12 v. u. statt Kangersdorp lies: Krügersdorp.
S. 252 Z. 8 v. o. statt Kromstad lies: Kroonstad.
S. 258 Z. 7 v. o. nach der Überschrift füge ein: (Taf. X Fig. 1).
S. 266 Z. 18 v. u. statt westlichen lies: östlichen.
S. 270 Z. 7 v. o. nach der Überschrift füge ein: (Taf. X Fig. 2).
S. 270 Z. 13 v. o. nach der Überschrift füge ein: (Taf. X Fig. 3).
S. 277 Z. 11 v. u. statt an lies: also oberhalb.
S. 279 Z. 17 v. u. statt „im spuiten" oder Fliessen lies: „in spruiten" oder Flüssen.
S. 289 Z. 6 v. o. statt m, lies: m_1.
S. 291 letzte Zeile nach Verticalaxe füge ein: Spaltungsrisse parallel m_1 sind die punktirten Linien 1_1; Spaltungsrisse parallel m_2 sind die gezogenen Linien 1_2.

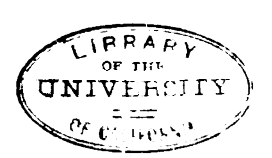


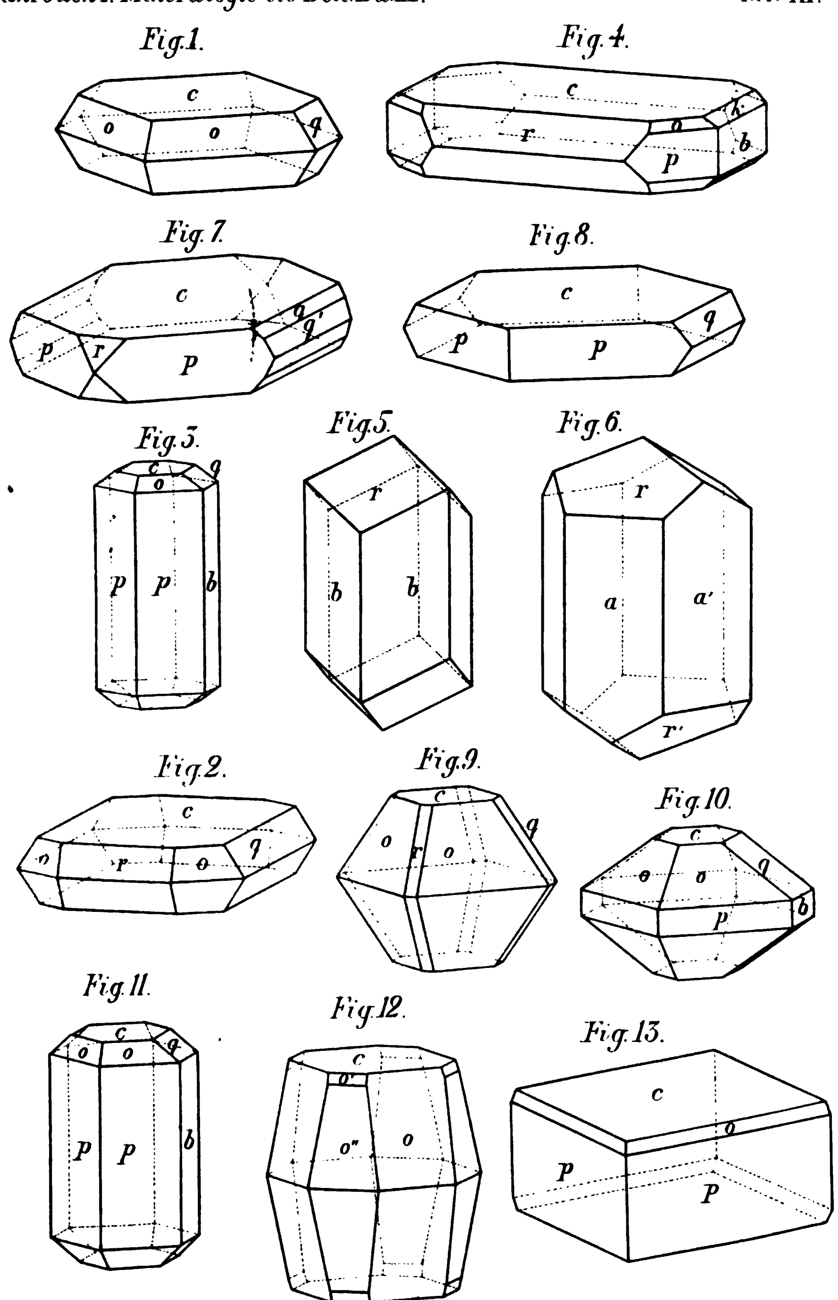




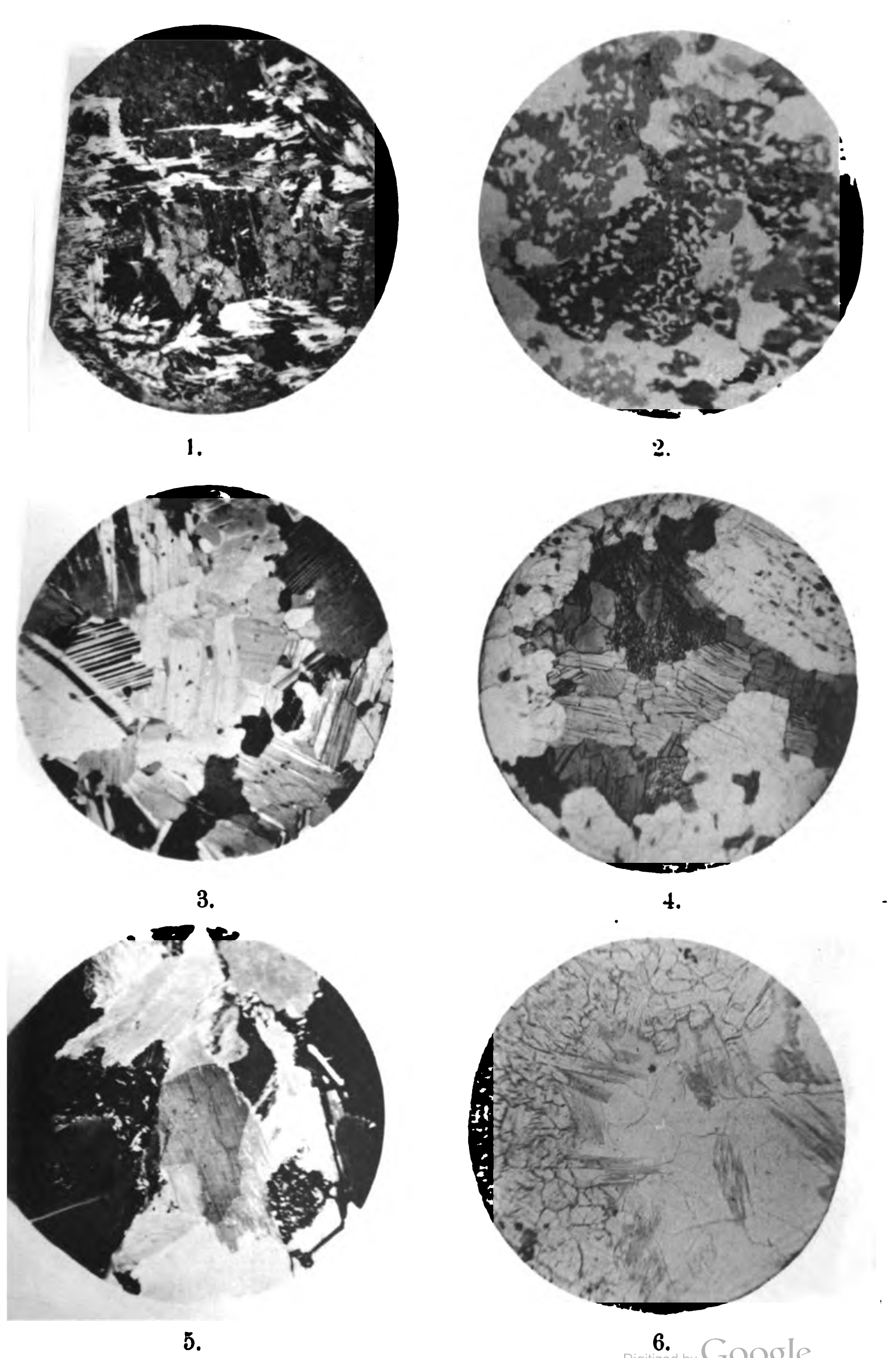






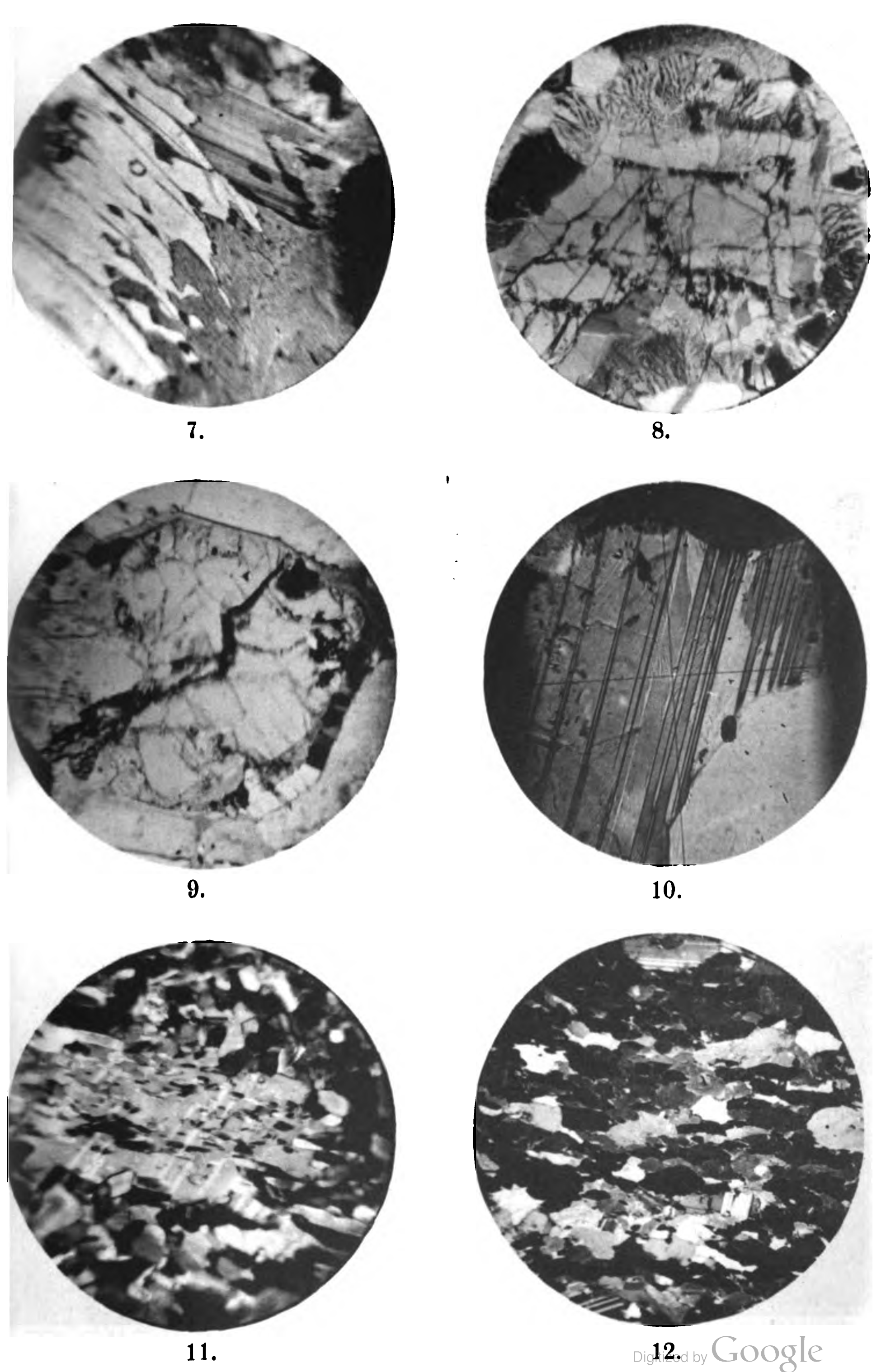

Fig. 1.
c
o
o
q
Fig. 4.
c
r
o
k
b
p
Fig. 7.
c
q
q'
p
r
p
Fig. 8.
c
q
p
p
Fig. 3.
c
q
o
p
p
b
Fig. 5.
r
b
b
Fig. 6.
r
a
a'
r'
Fig. 2.
c
o
r
o
q
Fig. 9.
c
q
o
r
o
Fig. 10.
c
o
o
q
p
b
Fig. 11.
c
o
o
q
p
p
b
Fig. 12.
c
o'
o"
o
Fig. 13.
c
o
p
P


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA



1. 2. 3. 4. 5. 6.





7. 8.

9. 10.

11. 12.



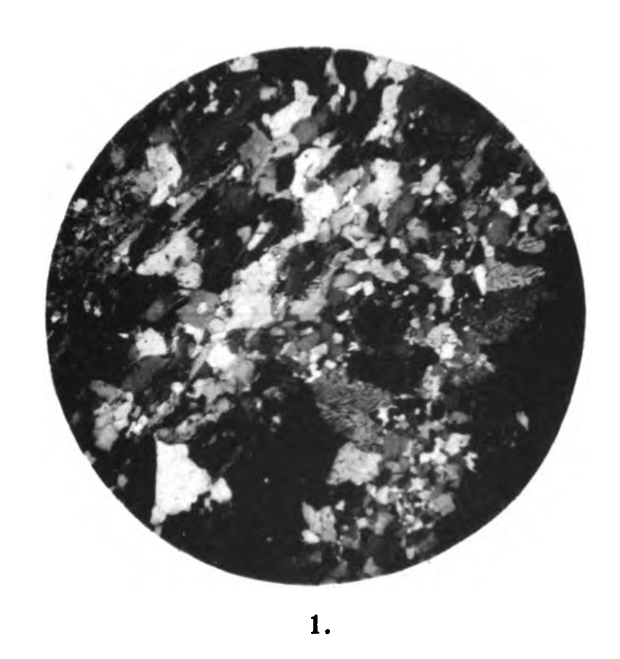


1.



2.


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA



1.



2.





